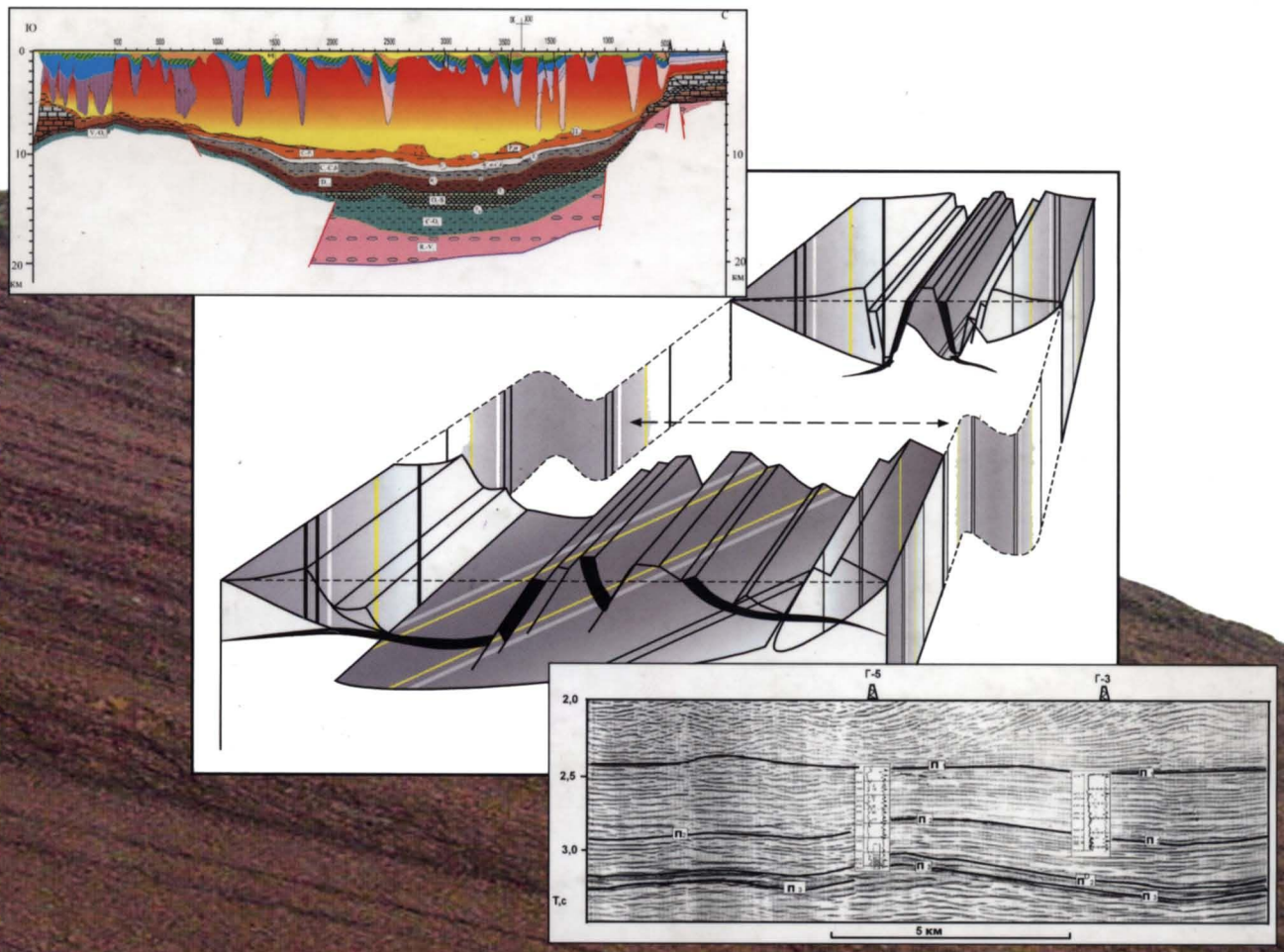
e-copy by API

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ISSN 0002-3272

ОСАДОЧНЫЕ БАССЕЙНЫ:

МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ, СТРОЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ



НАУЧНЫЙ МИР

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

Геологический институт



РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

РФФИ

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES

Geological Institute

THE RUSSIAN FOUNDATION FOR BASIC RESEARCH

http://jurassic.ru/

SEDIMENTARY BASINS: METHODS OF RESEARCH, STRUCTURE AND EVOLUTION

Edited by
Yu.G. Leonov, Yu.A. Volozh

Transactions, vol. 543
Founded in 1932

Moscow
Scientific World
2004

http://jurassic.ru/

Посвящается Л.А. Певзнеру

ОСАДОЧНЫЕ БАССЕЙНЫ: МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ, СТРОЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ

Под редакцией
Ю.Г. Леонова, Ю.А. Воложа

Труды, вып. 543
Основаны в 1932 году

Москва
Научный мир
2004

http://jurassic.ru/

УДК 550.8:528+551.21.
ББК 26.32
О 72

О 72 Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция. (Под ред. Ю.Г.Леонова, Ю.А.Воложа). – М.: Научный мир, 2004. – 526 с. Цв. вкладка – 40 с. (Тр. ГИН РАН, вып. 543)

ISBN 5-89176-217-X **ББК 26.32**

Монография посвящена вопросам изучения осадочных бассейнов, под которыми понимаются выраженные в современной структуре впадины на коре любого типа, заполненные недеформированным или умеренно деформированным осадочным чехлом и имеющие единые флюидодинамические системы. На примерах строения осадочных бассейнов разной геодинамической природы показано многообразие факторов, влияющих на характер развития и конечный облик этих сложных многокомпонентных систем. Основное внимание уделено методам анализа и построения комплексных моделей, основанных на данных из разных областей геологических наук: тектоники, литологии, геофизики, геохимии, петрологии и стратиграфии. Рассмотрены приёмы численного моделирования ряда бассейнообразующих процессов: геодинамики, седиментогенеза, эволюции давлений во флюидосистемах, термального режима, а также вторичных преобразований горных пород.

Книга рассчитана на специалистов в области региональной геологии, геодинамики, литологии и поисков полезных ископаемых, а также студентов старших курсов геологических факультетов вузов и аспирантов.

РФФИ **Публикуется при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты №№ 98-05-64979, 99-05-64785, 99-05-65366, 00-05-65447, 00-15-98531, 02-05-64477, 02-05-64710, 03-05-78052)**

Редакционная коллегия:
Ю.Г. Леонов (главный редактор), *М.А. Ахметьев, Ю.О. Гаврилов, Ю.В. Карякин, М.А. Семихатов, М.Д. Хуторской*

Sedimentary basins: methods of research, structure and evolution. (Edited by Yu.G. Leonov, Yu.A. Volozh) – M.: Scientific World, 2004. – 526 p. Col. incl. – 40 p. (Transactions of GIN RAS, vol. 543)

The book is destined to observe various aspects in the study of sedimentary basins – negative forms expressed in the modern structure insufficiently of the crust type, filled with undeformed or moderately deformed sedimentary cover, and characterized by definite inner fluid dynamic system. Exapmles of structural organization of basins with various geodynamical derivation are used to demonstrate variety of factors which determine both evolution and final expression of these composite systems. The main attention is paid on methods of both analysis and modelling based on data from various fields of geology: tectonics, sedimentology, geophysics, geochemistry, petrology, and stratigraphy. The book highlights techniques of numeric modelling of various basin-forming processes of geodynamics, sedimentology, pressure evolution within fluid systems, thermal regime, as well as postsedimentary alteration.

The book is aimed at the specialists in regional geology, geodynamics, sedimentology and ore geologists. Also, it is intended for advanced undergraduate and postgraduate students.

РФФИ **Published at financial support of the Russian Foundation for Basic Research (grants №№ 98-05-64979, 99-05-64785, 99-05-65366, 00-05-65447, 00-15-98531, 02-05-64477, 02-05-64710, 03-05-78052)**

Editorial Board:
Yu.G. Leonov (Editor-in-Chief), *M.A. Akhmetiev, Yu.O. Gavrilov, Yu.V. Kariakin, M.A. Semikhatov, M.D. Khutorskoy*

ISBN 5-89176-217-X

© Коллектив авторов, 2004.
© Геологический институт РАН, 2004.
© Научный мир, 2004.

http://jurassic.ru/

СОДЕРЖАНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ (Ю.Г.Леонов) 15
ВВЕДЕНИЕ (Ю.Г.Леонов) 16
1. Определение термина "осадочный бассейн" (ОБ) 16
2. Особенности современного подхода к изучению осадочных бассейнов 18
Глава 1. **ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ И ТИПЫ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ** 21
1.1. Классификация осадочных бассейнов (Ю.Г.Леонов,Н.П.Чамов) 21
1.2. Дополнительные характеристики осадочных бассейнов (Ю.Г.Леонов) 23
1.2.1. Водно-флюидный режим 24
1.2.2. Стиль тектонической структуры 24
1.2.3. Глубинный механизм формирования и эволюции осадочных бассейнов 25
1.2.4. Влияние климата и крупных речных систем на формирование осадочных бассейнов 35
1.2.5. Мощность осадочного чехла 37
1.2.6. Моногенные и полигенные осадочные бассейны 38
1.3. Характерные особенности строения и развития некоторых типов осадочных бассейнов (Ю.Г.Леонов) 38
1.3.1. Осадочные бассейны (синеклизы) древних платформ 38
1.3.2. Линейные впадины и инверсированные авлакогены древних платформ 41
1.3.3. Перикратонные впадины и аналогичные им осадочные бассейны с "безгранитной" корой 43
1.3.4. Осадочные бассейны (впадины) молодых платформ 44
1.3.5. Рифты 44
1.3.5.1. Древние и современные рифты 45
1.3.5.2. Длительность рифтогенеза 46
1.3.5.3. Асимметрия в строении рифтов 47
1.3.5.4. Одиночные рифтовые впадины и рифтовые пояса и системы 48
1.3.5.5. Сдвиговые деформации в рифтовых поясах 49
1.3.5.6. Рифты в системе геодинамически близких им структур 50
1.3.5.7. О классификациях рифтовых структур 51
1.3.5.8. Рифты, как начальная фаза развития осадочных бассейнов 51
1.3.6. Осадочные бассейны растяжения со срывом в основании 52
1.3.7. Периконтинентальные осадочные бассейны пассивных окраин 54
1.3.8. Осадочные бассейны, обусловленные коллапсом 57
1.3.9. Постаккреционные впадины 58
1.4. Некоторые тектонические и геодинамические аспекты развития осадочных бассейнов (Ю.Г.Леонов) 60
1.4.1. Явление унаследованности и его геодинамический смысл 60
1.4.2. Пассивный и активный рифтогенез 67
1.4.2.1. Повторное возникновение рифтов 68
1.4.2.2. Предрифтовые режимы 69
1.4.2.3. Кинематика смещений в рифтовых зонах 71
1.4.2.4. Синхронность рифтообразования в различных областях 71
1.4.3. Метаморфизм в глубоких горизонтах чехла и фундаменте осадочных бассейнов 72
1.4.4. Поднятие и эрозия на площади осадочных бассейнов 72
1.4.5. Современные движения на площади осадочных бассейнов континентальных платформ 77

http://jurassic.ru/

Глава 2. **СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ И ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ЕГО ФАКТОРЫ** 80
2.1. Общие закономерности седиментогенеза (Ю.О.Гаврилов) 80
2.1.1. Типы осадочного процесса 80
2.1.2. Влияние на процессы седиментации колебаний уровня водоемов 89
2.1.3. Перерывы в осадочных толщах и неполнота геологической летописи 92
2.1.4. Закономерности накопления и распределения органического вещества в осадках и осадочных породах 94
2.1.5. Реконструкция условий накопления осадков, обогащенных органическим веществом .. 103
2.2. Особенности седиментации в осадочных бассейнах разного геодинамического типа (Н.П.Чамов) 106
2.2.1. Общие факторы, контролирующие накопление осадков 106
2.2.2. Осадочные бассейны растяжения 110
2.2.2.1. Механизмы образования и строение 110
2.2.2.2. Особенности накопления осадков 118
2.2.3. Осадочные бассейны изгиба 124
2.2.3.1. Механизмы образования и строение 124
2.2.3.2. Особенности накопления осадков 132
2.2.4. Строение и модель формирования Среднерусского авлакогена 142
2.2.4.1. Строение Среднерусского авлакогена 142
2.2.4.2. Простой сдвиг и его геологические следствия 149
2.2.4.3. Модель геологического развития Среднерусского авлакогена 153
2.3. Реконструкция бассейна осадконакопления (на примере вендского передового прогиба – "форландового бассейна" юго-запада Сибирской платформы) (Ю.К.Советов, В.В.Благовидов) 159
2.3.1. Вводные замечания 159
2.3.2. Концепция анализа осадочных бассейнов 160
2.3.3. Фациальный анализ 161
2.3.4. Условия и обстановки накопления вендской молассы (обзор представлений) 162
2.3.5. Литостратиграфия и литофациальный анализ тасеевской серии 164
2.3.5.1. Тасеевская серия - литотип вендской молассы Сибирской платформы 164
2.3.5.2. Литостратиграфия тасеевской серии 165
2.3.5.3. Методы изучения вендской молассы 168
2.3.5.4. Литофациальный анализ 169
2.3.5.5. Осадочные системы и обстановки осадконакопления 169
2.3.5.5.1. Нижний аллювиальный комплекс 169
2.3.5.5.2. Нижний мелководно-морской комплекс 176
2.3.5.5.3. Верхний аллювиальный комплекс 181
2.3.5.5.4. Верхний мелководно-морской комплекс 184
2.3.5.6. Обсуждение результатов литофациального анализа 185
2.3.6. Цикличность осадконакопления и региональное распространение осадочных систем ... 188
2.3.6.1. Ледниковые отложения и цикличность седиментации нижнего морского комплекса 188
2.3.6.2. Тектоногенная разнопорядковая цикличность молассы 189
2.3.7. Палеотектоника и палеогеография юго-запада Сибирской платформы в венде 195
2.3.7.1. Основные палеотектонические элементы юго-запада Сибирской платформы в венде 195
2.3.7.2. Палеогеографическая реконструкция вендского периферийного форландового бассейна Сибирской платформы 204
2.3.8. Заключение 210
Глава 3. **ПРОЦЕССЫ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ** 213
3.1. Проблемы терминологии и типизации процессов литогенеза (О.В.Япаскурт) 213
3.2. Литогенез погружения (О.В.Япаскурт) 225
3.2.1. Диагенез 225
3.2.2. Катагенез 231
3.2.3. Метагенез и начальный метаморфизм 243
3.3. Литогенез динамотермальной активизации 245
3.3.1. Литогенез в зонах активизации тектонического режима (Ю.Г.Цеховский) 245
3.3.2. Литогенез в зонах сочленения осадочных бассейнов со складчатыми системами (О.В.Япаскурт) 267
3.4. Гидротермальный литогенез (В.Б.Курносов, А.Р.Гептнер, В.В.Петрова) 272

http://jurassic.ru/

3.4.1. Вводные замечания ... 272
3.4.2. Термины и их содержание ... 273
3.4.3. Гидротермальный литогенез в океанах ... 274
3.4.3.1. Факторы и процессы гидротермального литогенеза ... 274
3.4.3.2. Гидротермальные изменения вулканических пород в надводных рифтах (на примере Исландии) ... 276
3.4.3.2.1. Гидротермальное преобразование пород ... 276
3.4.3.2.2. Преобразование базальтовых толщ нагретыми пресными водами ... 277
3.4.3.2.3. Стратиформные зоны гидротермальной минерализации ... 280
3.4.3.2.4. Преобразование базальтов нагретыми морскими рассолами ... 281
3.4.3.3. Гидротермальные изменения пород базальтового слоя океанической коры в подводных рифтах ... 284
3.4.3.3.1. Современная модель гидротермального изменения пород океанической коры ... 284
3.4.3.3.2. Экспериментальные данные ... 285
3.4.3.3.3. Природные наблюдения ... 286
3.4.3.4. Гидротермальные изменения осадочного чехла в океанических рифтах ... 287
3.4.3.4.1. Общие сведения ... 287
3.4.3.4.2. Гидротермальные изменения осадков в пределах хребта Хуан де Фука ... 287
3.4.3.4.3. Гидротермальные изменения осадков в Калифорнийском заливе ... 288
3.4.3.4.4. Галапагосские гидротермальные холмы ... 289
3.4.3.5. Седиментационные эффекты ... 289
3.4.4. Гидротермальный литогенез на континентах ... 290
3.4.4.1. Проблемы обнаружения и изучения гидротермального литогенеза в осадочных бассейнах на континентах ... 291
3.4.4.2. Примеры гидротермального литогенеза в рифтовых бассейнах ... 291
3.4.4.2.1. Тиманская провинция ... 291
3.4.4.2.2. Северо-Вьетнамский рифт ... 292
3.4.4.2.3. Кушмурунский грабен Тургайского прогиба ... 298
3.4.4.2.4. Дополнительные примеры гидротермального литогенеза на континентах ... 298
3.4.5. Перспективы и задачи изучения гидротермального литогенеза ... 299
3.4.5.1. Основные задачи ... 299
3.4.5.2. Соотношение процессов динамотермальной активизации, начального метаморфизма и гидротермального литогенеза ... 299
3.4.5.3. Соотношение катагенеза и гидротермального литогенеза ... 300
3.4.5.4. Тектонические обстановки и типы осадочных бассейнов, благоприятные для проявления гидротермального литогенеза ... 303
3.4.5.5. Об объеме гидротермального литогенеза ... 306
3.5. Эволюция системы вода-порода и PT - условий при литогенезе и ее гидродинамический, геотермический и тектонический эффекты (Л.Е.Яковлев) ... 306
3.5.1. Введение в проблему ... 306
3.5.2. Оценка интенсивности гидродинамического возмущения в результате химических и термических деформаций ... 307
3.5.3. Факторы и виды нарушений сплошности породного матрикса ... 309
3.5.4. Масштабы и характер взаимного влияния гидродинамических, химических и термических процессов в земной коре ... 311
3.5.4.1. Хемогенные объемные деформации ... 311
3.5.4.2. Термические объемные деформации ... 318
3.5.5. Флюидное давление, температура среды и метаморфические фации ... 320
***Глава 4.* ПРОЦЕССЫ ТЕПЛОМАССОПЕРЕНОСА В ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНАХ (Л.Е.Яковлев)** ... 323
4.1. Некоторые аспекты флюидного режима ... 323
4.1.1. Современные представления о происхождении и механизмах миграции подземных флюидов ... 323
4.1.2. Флюидный режим литогенеза и взаимодействие чехол – фундамент: новые идеи и решения ... 328
4.1.2.1. Гидродинамика осадочного бассейна с «меланократовым основанием» ... 328
4.1.2.2. Катагенез осадков, метаморфизм базитов и эволюция элизионных флюидов ... 330
4.1.3. Нетрадиционные подходы к оценке влияния флюидов на образование скоплений углеводородов ... 332
4.2. Термический режим осадочных бассейнов ... 338
4.2.1. Основные факторы энергетического баланса ... 338

http://jurassic.ru/

4.2.2. Отражение параметров термического режима в уравнении баланса энергии ... 339
4.3. Методы изучения флюидного и термического режимов осадочных бассейнов ... 341
4.3.1. Основные понятия ... 341
4.3.2. Классификация методов изучения флюидного и термического режимов ... 342
4.3.3. Методы изучения флюидного режима ... 344
4.3.3.1. Гидрогеологический каротаж ... 344
4.3.3.1.1. Мониторинг физико-химических параметров бурового раствора (метод ОС) ... 344
4.3.3.1.2. Режимные наблюдения на устье скважины ... 346
4.3.3.1.3. Опыт гидрогеологической стратификации разреза (Саатлинская сверхглубокая скважина) ... 347
4.3.3.2. Изучение интегральной проницаемости осадочного чехла с помощью структурно-фациального анализа ... 352
4.3.3.3. Изотопные индикаторы флюидного режима (δD, $^3He/^4He$) ... 355
4.3.3.3.1. Дейтерий как индикатор миграции и эволюции флюидов ... 355
4.3.3.3.2. Состав гелия как индикатор флюидного режима ... 357
4.3.3.4.Инструментальное изучение летучих компонентов горных пород ... 358
4.3.3.4.1. Задачи и последовательность работ, принципы отбора образцов каменного материала ... 358
4.3.3.4.2. Выделение летучих веществ из горных пород ... 358
4.3.3.4.3. Масс-спектрометрический анализ термических фракций летучих компонентов ... 360
4.3.4. Методы изучения термического режима ... 360
4.3.4.1. Определение параметров тепломассопереноса (v и q_0) по скважинным и геотермическим данным ... 360
4.3.4.1.1. Постановка обратной тепловой задачи ... 360
4.3.4.1.2. Математическое описание процедуры вычисления скорости адвекции v ... 362
4.3.4.1.3. Вычислительные погрешности и область применимости метода ... 362
4.3.4.2. Определение плотности глубинного теплового потока q_0 графоаналитическим способом ... 363
4.3.4.2.1. Характеристика исходных данных ... 364
4.3.4.2.2. Результаты компьютерной обработки геотермических данных ... 365
4.3.4.3. Реконструкция термической истории осадочного бассейна ... 366
***Глава 5.* МЕТОДОЛОГИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ** ... 370
5.1. Место сейсмостратиграфических и сиквенс-стратиграфических исследований в ряду наук о Земле (Ю.А.Волож, М.П.Антипов) ... 370
5.2. Региональная сейсмостратиграфия (А.Е.Шлезингер) ... 371
5.3. Секвентная стратиграфия: понятие, современное состояние проблемы (Ю.А.Волож, М.П.Антипов, Н.Е Варшавская, В.В.Липатова, Е.Е. Бобылова) ... 388
5.3.1. Современное состояние ... 388
5.3.2. Основные понятия и термины ... 389
5.3.3. Методика анализа ... 390
5.3.4. Заключение ... 400
5.4. Базовые четырехмерные модели нефтегазоносных бассейнов (Ю.А.Волож, Н.В. Милитенко, Л.А. Певзнер) ... 403
5.4.1.Вводные замечания ... 403
5.4.2. Элементы базовых четырехмерных моделей ... 406
5.4.2.1 Единицы вертикального ряда элементов модели ... 406
5.4.2.2 Единицы латерального ряда элементов модели ... 409
5.4.3. База данных и итоговые документы базовой модели нефтегазоносного бассейна ... 413
***Глава 6.* ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ И ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ МАНТИЙНЫХ ПРОЦЕССОВ И МЕХАНИЗМОВ ОБРАЗОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ** ... 416
6.1. Вводные замечания (Ю.А.Волож, Л.И.Лобковский) ... 416
6.2. Реконструкция истории погружения осадочного бассейна (А.В.Ершов, Ю.А.Волож) ... 417
6.2.1. Общий принцип кинематического анализа ... 418
6.2.2. Исходные данные ... 419
6.2.3. Палеоглубины ... 419
6.2.4. Уплотнение пород с глубиной ... 420

http://jurassic.ru/

6.2.5. Одномерная история погружения с поправкой на уплотнение пород ... 421
6.2.6. Тектоническое погружение ... 422
6.2.7. Двухмерный и трехмерный анализ истории погружения ... 424
6.2.7.1. Двухмерные реконструкции ... 424
6.2.7.2. Оценка величины эрозии и палеобатиметрии ... 424
6.2.7.3. Учет разрывных нарушений и складкообразования ... 426
6.2.7.4. Восстановление сбалансированных разрезов и спрямление складок ... 426
6.2.7.5. Трехмерные реконструкции ... 430
6.2.7.6. Учет диапиризма ... 431
6.3. Термохимическая модель конвекции в мантии и ее геодинамические следствия (Л.И.Лобковский, В.Д.Котелкин) ... 432
6.3.1. Современные представления о строении Земли согласно данным сейсмической томографии ... 432
6.3.2. Основные зхакономерности геологической эволюции Земли ... 433
6.3.3. Модели конвекции в мантии Земли ... 435
6.3.4. Исходные положения модели термохимической двухъярусной конвекции в мантии и некоторые ее следствия ... 436
6.3.5. Математическая формулировка задач термохимической конвекции ... 437
6.3.6. Некоторые закономерности стационарной двухъярусной термической конвекции ... 438
6.3.7. Характерные элементы термохимической конвекции ... 439
6.3.8. Численное моделирование глобальной эволюции Земли ... 441
6.4. Обзор геодинамических моделей погружения осадочных бассейнов (А.В.Ершов, Л.И.Лобковский) ... 443
6.4.1. Основные механизмы погружения осадочных бассейнов ... 443
6.4.2. Локальная и региональная изостазия ... 444
6.4.3. Упругое прогибание литосферы ... 445
6.4.3.1. Модель формирования бассейнов передовых прогибов ... 445
6.4.3.2. Синкомпрессионное вдавливание и инверсия бассейнов ... 446
6.4.4. Растяжение и последующая термальная релаксация литосферы ... 447
6.4.5. Фазовые переходы ... 450
6.5. Трехмерный анализ механизмов образования осадочных бассейнов регионального масштаба, связанных с движением литосферных плит (И.А.Гарагаш, Л.И.Лобковский, Ю.А.Волож) ... 450
6.5.1. Механизм образования осадочных бассейнов в условиях растяжения ... 452
6.5.2. Механизм изгиба земной коры в условиях растяжения ... 457
6.6. Гидродинамическое моделирование эволюции флюидосистем осадочных бассейнов на примере Прикаспийской впадины (И.А.Гарагаш, Л.И.Лобковский, Ю.А.Волож, М.П.Антипов) ... 459
6.6.1. Основные соотношения механики поронасыщенных сред ... 460
6.6.2. Моделирование "консолидации" (уплотнения) осадочной толщи ... 461
6.6.2.1. Связанная задача взаимодействия матрицы и флюида ... 461
6.6.2.2. Заданная скорость деформирования слоистой толщи ... 462
6.6.2.3. Связь аномальных давлений с распределением скоростей продольных волн ... 462
6.6.3. Моделирование эволюции аномальных давлений в подсолевом комплексе Прикаспия ... 463
6.6.4. Оценка распределения аномальных давлений по профилю Каратон - Тенгиз ... 464
6.7. Модель немонотонного погружения литосферы (на примере Южно-Каспийской впадины) (И.А.Гарагаш, Л.И.Лобковский, Ю.А.Волож) ... 465
6.7.1. Геологическое строение Южно-Каспийской впадины ... 465
6.7.2. Обоснование модели ... 467
6.8. Эклогитовая модель формирования Прикаспийской впадины (Ю.А.Волож, М.П.Антипов, И.А.Гарагаш, Л.И.Лобковский) ... 471
6.8.1. Формирование и эволюция Центрально-Прикаспийской депрессии и Прикаспийской впадины ... 475
6.8.2. Анализ моделей формирования Прикаспийской впадины ... 476
6.8.3. Расчет кривой погружения фундамента Центрально-Прикаспийской депрессии под весом эклогитов, внедрившихся в литосферу ... 480
ЛИТЕРАТУРА ... 486

http://jurassic.ru/

CONTENTS

FOREWORD (Yu.G.Leonov) 15

INTRODUCTION (Yu.G.Leonov) 16
1. Definition of the term "sedimentary basin" (SB) 16
2. Peculiarities of modern approach to studies of sedimentary basins 18

Chapter 1. **PRINCIPLES OF CLASSIFICATION AND TYPES OF SEDIMENTARY BASINS** 21
1.1. Classification of sedimentary basins (Yu.G. Leonov, N.P. Chamov) 21
1.2. Additional characteristics of sedimentary basins (Yu.G.Leonov) 23
1.2.1. The water – fluid regime 24
1.2.2. The style of tectonic structure 24
1.2.3. Deep mechanism of sedimentary basins formation and evolution 25
1.2.4. Influence of climate and major river systems on the sedimentary basins formation 35
1.2.5. Thickness of the sedimentary cover 37
1.2.6. Mono- and polyhistory basins 38
1.3. Formation and evolution of some types of sedimentary basins (Yu. G. Leonov) 38
1.3.1. Sedimentary basins (syneclises) of cratons 38
1.3.2. Linear basins of cratons (inverted and non-inverted aulacogens and related intracratonic deformation zones) 41
1.3.3. Pericratonic and other sedimentary basins with reduced granitic crust 43
1.3.4. Sedimentary basins of "young" platforms 44
1.3.5. Rifts 44
1.3.5.1. Ancient and recent rifts 45
1.3.5.2. Duration of rift formation 46
1.3.5.3. Asymmetry of rifts 47
1.3.5.4. Singular rift basins, rift belts and systems 48
1.3.5.5. Strike-slip deformations in rift belts 49
1.3.5.6. Rifts in the system of geodynamically related structures 50
1.3.5.7. On classification of the rift structures 51
1.3.5.8. Rifts as an initial phase of sedimentary basins evolution 51
1.3.6. Extention sedimentary basins with the decollement at the base 52
1.3.7. Pericontinental oceanic basins of passive margins 54
1.3.8. Collapse sedimentary basins 57
1.3.9. Postaccretion basins 58
1.4. Some tectonic and geodynamic aspects of the sedimentary basins evolution (Yu. G. Leonov) 60
1.4.1. The inheritance phenomenon and its geodynamic implication 60
1.4.2. Passive and active rifting 67
1.4.2.1. Rebirth of rifts 68
1.4.2.2. Pre-rift regimes 69
1.4.2.3. Rift kinematics 71
1.4.2.4. Synchronous rifting in different areas 71
1.4.3. Metamorphism in deep levels of sedimentary basins 72
1.4.4. Uplift and erosion within sedimentary basins 72
1.4.5. Recent movements 77

Chapter 2. **SEDIMENTOGENESIS AND ITS GOVERNING FACTORS** 80
2.1. General regularities of sedimentogenesis (Yu.O.Gavrilov) 80
2.1.1. Types of sedimentation 80

http://jurassic.ru/

2.1.2. Influence of the reservoir level fluctuations upon the sedimentation ... 89
2.1.3. Gaps in sedimentary strata and inadequacy/ incompleteness of geologic record ... 92
2.1.4. Regularities of the organic matter accumulation and distribution in sediments and rocks ... 94
2.1.5. The environment reconstruction for organic-rich sediments ... 103
2.2. Sedimentation in sedimentary basins of different geodynamic types (N.P.Chamov) ... 106
2.2.1. General factors controlling sedimentation ... 106
2.2.2. Extention basins ... 110
2.2.2.1. Structure and mechanism of formation ... 110
2.2.2.2. Peculiarities of sedimentation ... 118
2.2.3. Flexure sedimentary basins ... 124
2.2.3.1. Structure and mechanism of formation ... 124
2.2.3.2. Peculiarities of sedimentation ... 132
2.2.4. The structure and model for generation of the Middle Russia aulacogen ... 142
2.2.4.1. The structure of the Middle Russia aulacogen ... 142
2.2.4.2. Simple shear and its specific geological consequences ... 149
2.2.4.3. Model of geologic evolution ... 153
2.3. Reconstruction of the sedimentary basin (Vendian foredeep – the "foreland basin" within the south-western part of the Siberian platform as a case study) (Yu.K.Sovetov, V.V.Blagovidov) ... 159
2.3.1. Introductory notes ... 159
2.3.2. The concept of sedimentary basins analysis ... 160
2.3.3. The facies analysis ... 161
2.3.4. Conditions and settings of Vendian molasse accumulation (a review of concepts) ... 162
2.3.5. Lithostratigraphy and lithofacies analysis of the Taseev series ... 164
2.3.5.1. The Taseev series – the lithotype of Vendian molasse in the Siberian platform ... 164
2.3.5.2. Lithostratigraphy of the Taseev series ... 165
2.3.5.3. Methods for studies of Vendian molasse ... 168
2.3.5.4. The lithofacies analysis ... 169
2.3.5.5. Sedimentary systems and sedimentation environments ... 169
2.3.5.5.1. The lower alluvial complex ... 169
2.3.5.5.2. The lower shallow-water marine complex ... 176
2.3.5.5.3. The upper alluvial complex ... 181
2.3.5.5.4. The upper shallow-water marine complex ... 184
2.3.5.6. Discussion of results of lithofacies analysis ... 185
2.3.6. Cyclicity of sedimentation and regional distribution of sedimentary systems ... 188
2.3.6.1. Glacial deposits and cyclicity of sedimentation of the lower marine complex ... 188
2.3.6.2. Tectonogenic cyclicity of molasse ... 189
2.3.7. Vendian paleogeography and tectonics of south-western part of the Siberian platform ... 195
2.3.7.1. The main Vendian paleotectonic elements in the south-western part of the Siberian platform ... 195
2.3.7.2. Paleogeographic reconstruction of Vendian peripheral foreland basin ... 204
2.3.8. Conclusions ... 210

Chapter 3. **POSTSEDIMENTARY TRANSFORMATIONS OF BASIN ROCKS** ... 213
3.1 Problems of terminology and types of lithogenic processes (O.V. Yapaskurt) ... 213
3.2. Lithogenesis of subsidence (O.V.Yapaskurt) ... 225
3.2.1. Diagenesis ... 225
3.2.2. Catagenesis ... 231
3.2.3. Metagenesis and initial metamorphism ... 243
3.3. Lithogenesis of dynamothermal activation ... 245
3.3.1. Lithogenesis in the course of structural inversion of sedimentary basins (Yu. G. Tsekhovsky) ... 245
3.3.2. Lithogenesis in the sedimentary basin-fold system junction zones (O.Ya. Yapaskurt) ... 267
3.4. Hydrothermal lithogenesis (V.B.Kurnosov, A.R.Geptner, V.V.Pertrova) ... 272
3.4.1. Introductory notes ... 272
3.4.2. Terms and their implication ... 273
3.4.3. Hydrothermal lithogenesis in the oceans ... 274
3.4.3.1. Factors and processes of hydrothermal lithogenesis ... 274
3.4.3.2. Hydrothermal alterations of volcanic rocks in subaerial rifts (by the example of Iceland) ... 276
3.4.3.2.1. Hydrothermal rock alteration ... 276
3.4.3.2.2. Basaltic rocks alteration by heated fresh water ... 277
3.4.3.2.3. Stratiform zones of hydrothermal mineralization ... 280
3.4.3.2.4. Basaltic rocks alteration by heated marine brines ... 281

http://jurassic.ru/

3.4.3.3. Hydrothermal rock alteration in the basaltic layer of the oceanic crust in submarine rifts 284
3.4.3.3.1. Contemporary model for hydrothermal rock alteration in the oceanic crust 284
3.4.3.3.2. Experimental data 285
3.4.3.3.3. Observations in the nature 286
3.4.3.4. Hydrothermal alterations of sedimentary cover in oceanic rifts 287
3.4.3.4.1. General information 287
3.4.3.4.2. Hydrothermal alterations of sediments in the Juan de Fuka Ridge 287
3.4.3.4.3. Hydrothermal alterations of sediments in the Gulf of California 288
3.4.3.4.4. The Galapagos hydrothermal hills 289
3.4.3.5. Sedimentational effects 289
3.4.4. Hydrothermal lithogenesis on the continents 290
3.4.4.1. Problems of discovery and studies of hydrothermal lithogenesis in continental sedimentary basins 291
3.4.4.2. Examples of hydrothermal lithogenesis in rift basins 291
3.4.4.2.1. The Timan province 291
3.4.4.2.2. The North Vietnam rift 292
3.4.4.2.3. The Kushmurun graben of the Turgai depression 298
3.4.4.2.4. Extra examples 298
3.4.5. Prospects and objectives of hydrothermal lithogenesis study 299
3.4.5.1. Main objectives 299
3.4.5.2. The interplay of dynamothermal activization, initial metamorphism and hydrothermal lithogenesis 299
3.4.5.3. The ratio of catagenesis and hydrothermal lithogenesis 300
3.4.5.4. Tectonic environments and types of sedimentary basins favorable for hydrothermal lithogenesis manifestation 303
3.4.5.5. On the volume of hydrothermal lithogenesis 306
3.5. Evolution of the water-rock system and PT-conditions of lithogenesis and its hydrodynamic, geothermal and tectonic (geodynamic) effect (L.E. Yuakovlev) 306
3.5.1. Introduction into the problem 306
3.5.2. The estimate of intensity of hydrodynamic agitation due to chemical and thermal deformations 307
3.5.3. Factors and types of disturbances in the rock matrix integrity 309
3.5.4. The scale and nature of relationship between hydrodynamic, chemical and thermal processes in the earth's crust 311
3.5.4.1. Chemogenic volumetric deformations 311
3.5.4.2. Thermal volumetric deformations 318
3.5.5. Fluid pressure, temperature of the medium and metamorphic facies 320

Chapter 4.* PROCESSES OF HEAT-MASS TRANSFER IN SEDIMENTARY BASINS *(L.E. Yuakovlev) 323
4.1. Some aspects of fluid regime 323
4.1.1. Modern concepts of origin and migration mechanisms of underground fluids 323
4.1.2. Fluid regime of lithogenesis and the cover-basement interaction: new ideas and solutions 328
4.1.2.1. Hydrodynamics of a sedimentary basin with "melanocratic basement" 328
4.1.2.2. Catagenesis of sediments, metamorphism of basites and evolution of elision fluids 330
4.1.3. Untraditional approach to the estimate of fluids influence upon the formation of hydrocarbon accumulation 332
4.2. Thermal regime in sedimentary basins 338
4.2.1. Basic factors of energy balance 338
4.2.2. Reflection of parameters of thermal regime in the energy balance equation 339
4.3. Methods for studies of fluid and thermal regimes in sedimentary basins 341
4.3.1. Basic concepts 341
4.3.2. Classification of methods for studies of fluid and thermal regimes 342
4.3.3. Methods for studies of fluid regime 344
4.3.3.1. Hydrogeological logging 344
4.3.3.1.1. Monitoring of physical-chemical parameters of drilling fluid (the OC method) 344
4.3.3.1.2. The operating observations at the well head 346
4.3.3.1.3. An experience of hydrogeological stratification of the section (the Saatlin superdeep well) 347
4.3.3.2. Studies of integral permeability of sedimentary cover by means of the structural-facies analysis 352
4.3.3.3. Isotopic indicators of fluid regime 355
4.3.3.3.1. Deuterium as indicator of fluid migration and evolution 355

http://jurassic.ru/

4.3.3.3.2. Helium composition as indicator of fluid regime ... 357
4.3.3.4. Instrumentral studies of volatile rock components ... 358
4.3.3.4.1. Objectives and succession of work, principles of rock sampling ... 358
4.3.3.4.2. The volatile matter emanation from rocks ... 358
4.3.3.4.3. The mass-spectrometer analysis of thermal fracture of volatile components ... 360
4.3.4. Methods for studies of thermal regime ... 360
4.3.4.1. Definition of the heat-mass transfer parameters after the borehole and geothermal data ... 360
4.3.4.1.1. Setting of the inverse heat problem ... 360
4.3.4.1.2. Mathematical formulation of procedure for calculation of advection velocity v ... 362
4.3.4.1.3. Calculation errors and the method application range ... 362
4.3.4.2. Definition of the deep heat flow density with the grapho-analitical method ... 363
4.3.4.2.1. The initial data characteristics ... 364
4.3.4.2.2. The results of computor processing of geothermal data ... 365
4.3.4.3. Reconstruction of thermal history of the sedimentary basin ... 366

Chapter 5. **METHODS OF GEOLOGICAL INTERPRETATION OF SEISMIC DATA** ... 370
5.1. The place of seismostratigraphic and sequence-stratigraphic research among the earth sciences (Yu. A.Volozh, M.P.Antipov) ... 370
5.2. Regional seismic stratigraphy (A.E.Shlezinger) ... 371
5.3. Sequence stratigraphy; concept, modern state of the problem (Yu. A. Volozh, M.P Antipov, I. E Varshavskaya, V.V. Lipatova, E.E. Bobylova) ... 388
5.3.1. Present state ... 388
5.3.2. Main concepts and terms ... 389
5.3.3. Methods of analysis ... 390
5.3.4. Conclusions ... 400
5.4. Basic four-dimentional models of oil-and-gas basins (Yu.A.Volozh, N.V. Militenko, L.A. Pevzner) ... 403
5.4.1. Introductory notes ... 403
5.4.2. Elements of basic four-dimentional models ... 406
5.4.2.1. Units of vertical series of model elements ... 406
5.4.2.2. Units of lateral series of model elements ... 409
5.4.3. The database and final documents for basic model of oil-gas basin ... 413

Chapter 6. **GEODYNAMIC ANALYSIS AND NUMERICAL MODELLING OF MANTLE PROCESSES AND MECHANISMS OF FORMATION FOR SEDIMENTARY BASINS** ... 416
6.1. Introductory notes (Yu.A. Volozh, L.I.Lobkovsky) ... 416
6.2. Reconstruction of the history of subsidence of the sedimentary basin (A.V. Ershov, Yu.A Volozh) ... 417
6.2.1. General principle of kinematic analysis ... 418
6.2.2. Initial data ... 419
6.2.3. Paleodepths ... 419
6.2.4. The depth-dependent rock compaction ... 420
6.2.5. One-dimensional subsidence history with a correction for rock consolidation ... 421
6.2.6. Tectonic subsidence ... 422
6.2.7. Two-dimensional and three-dimensional analyses of the subsidence history ... 424
6.2.7.1. Two-dimensional reconstruction ... 424
6.2.7.2. The estimate of the erosion extent and paleobathymetry ... 424
6.2.7.3. An account of faulting and folding ... 426
6.2.7.4. Restoration of balanced sections and flattening of folds ... 426
6.2.7.5. Three-dimentional reconstructions ... 430
6.2.7.6. An account of diapirism ... 431
6.3. Thermochemical model of mantle convection and its geodynamic consequences (L.I. Lobkovsky, V.D. Kotelkin) ... 432
6.3.1. Modern concepts of the Earth's structure according to the seismic tomography data ... 432
6.3.2. Basic regularities in the earth's geologic evolution ... 433
6.3.3. The convection models in the earth's mantle ... 435
6.3.4. Initial concepts of the model for thermochemical two-stage mantle convection and its several consequences ... 436
6.3.5. Mathematical formulation of the thermochemical convection objectives ... 437
6.3.6. Several regulatities of stationary two-stage thermal convection ... 438
6.3.7. Typical elements of thermochemical convection ... 439
6.3.8. The model's geological and geophysical effects ... 441
6.4. A review of geodynamic models for subsidence of sedimentary basins (A.V.Ershov, L.I.Lobkovsky) ... 443

http://jurassic.ru/

6.4.1. Basic mechanisms of the sedimentary basins subsidence 443
6.4.2. Local and regional isostasy 444
6.4.3. Elastic downwarping of the lithosphere 445
6.4.3.1. Model of formation of foredeep basins 445
6.4.3.2. Syncompressional indentation and inversion of basins 446
6.4.4. The lithosphere extension and subsequent thermal relaxation 447
6.4.5. The phase transitions 450
6.5. Three-dimentional analysis of the formation mechanisms for sedimentary basins of regional scale, related with the lithosphere plates movement (I.A.Garagash, L.I.Lobkovsky, Y.A. Volozh) 450
6.5.1.Mechanism of sedimentary basins formation in extension conditions 452
6.5.2. The mechanism of crustal flexure in extension conditions 457
6.6. Hydrodynamic modeling of evolution of fluid systems of sedimentary basins by the example of Precaspian basin (I.A. Garagash, L.I.Lobkovsky, Yu.A. Volozh, M.P.Antipov) 459
6.6.1. Main ratios of mechanics of pore-saturated media 460
6.6.2. Modeling of "consolidation" (compaction) of sedimentary sequence 461
6.6.2.1. The linked problem of the matrix and fluid interaction 461
6.6.2.2. The specified velocity of deformation of stratified sequence 462
6.6.2.3. The anomalous pressure relationship with latitudinal waves velocity distribution 462
6.6.3. Modeling of evolution of anomalous pressure values in the subsalt Precaspian complex 463
6.6.4. The estimate of anomalous pressure distribution through the Karaton-Tengiz profile 464
6.7. Model of non-monotonous lithosphere subduction (by the example of South Caspian basin) (I.A. Garagash, L.I.Lobkovsky, Y.A. Volozh) 465
6.7.1. Geologic structure of South-Caspian basin 465
6.7.2. Substantiation of the model 467
6.8. The euclogite model for Precaspian basin formation (Yu. A. Volozh, M.P. Antipov, I.A. Garagash, L.I. Lobkovsky) 471
6.8.1. Formation and evolution of Central Precaspian depression and Precaspian basin 475
6.8.2. Analysis of models for the Precaspian basin formation 476
6.8.3. Calculation of submergence path for basement of the Central Precaspian depression under the weight of eclogites intruding the lithosphere 480

REFERENCES 486

http://jurassic.ru/

ПРЕДИСЛОВИЕ

Изучение осадочных бассейнов относится к числу приоритетных задач геологии последних десятилетий. Им посвящена большая литература. Опубликовано несколько крупных книг, в которых рассматриваются разные стороны изучения осадочных бассейнов, в том числе вопросы методики. Издается журнал "Basin Research". Имеются и другие тематические периодические издания по этой проблеме. Еще совсем недавно это были в основном зарубежные издания. Отечественная литература по осадочным бассейнам в целом скромнее. Но за последние годы положение выправляется. Кроме множества отдельных статей, главную часть которых составляют региональные работы, появилось несколько крупных и весьма ценных книг, касающихся общих вопросов геологии осадочных бассейнов: "Геоисторический и геодинамический анализ осадочных бассейнов" [Никишин и др.,1999], "Литогеодинамика и минерагения осадочных бассейнов" [1998], "Минерагения осадочных бассейнов континентов и периконтинентальных областей" [1998]. Этими и другими публикациями в большой степени закрывается та лакуна, которая существовала в отечественной литературе по осадочным бассейнам.

Тем не менее, издание данной книги представляется оправданным, несмотря на то, что в ней рассматривается лишь некоторая часть научных и методических проблем, связанных с осадочными бассейнами. Это естественно: ни одна книга и ни один коллектив авторов не в состоянии рассмотреть все проблемы и научные направления, относящиеся к осадочным бассейнам. Авторы и не стремились достичь невозможного. За кадром сознательно оставлены некоторые вопросы, в том числе и очень важные, которые специально рассматриваются в перечисленных выше и других работах. В книге практически не затронуты проблемы минерагении и рудогенеза; относительно мало внимания уделено вопросам структурной геологии; не рассматриваются специально вопросы магматизма и стратиграфии; в очень небольшой степени, без систематического анализа изложены вопросы седиментогенеза; значение этих и многих других тем при изучении осадочных бассейнов авторы прекрасно понимают, но предлагают читателю восполнить такого рода пробелы с помощью других работ. Вместе с тем, авторы не только отдают себе отчет, но и стараются всячески подчеркивать и развивать идею о том, что обширная и многоплановая задача изучения осадочных бассейнов может решаться только на междисциплинарной основе. Особое внимание в книге уделено при этом главным образом успехам и возможностям таких дисциплин, как тектоника (геодинамика), литология, отчасти геофизика и математическое моделирование. Но и по этим направлениям отбор материала произведен выборочно. Главное внимание уделено, во-первых, наиболее современным взглядам и подходам к изучению осадочных бассейнов, особенно тем, которые недостаточно отражены в отечественной литературе, и, во-вторых, вопросам, наиболее близким авторам, в развитие которых они могли внести собственные оригинальные разработки, подходы и мысли.

Книга подготовлена в Геологическом институте Российской академии наук по инициативе и по заказу Федерального государственного унитарного предприятия по сверхглубокому бурению и комплексным исследованиям недр Земли – ФГУП "Недра", Ярославль. В качестве составных частей в ней использован разный материал, в том числе полученный в ходе исследований по следующим проектам Российского фонда фундаментальных исследований (РФФИ): 98-05-64979, 02-05-64710 (Н.П.Чамов), 99-05-64785 (А.Е.Шлезингер), 99-05-65366 (Ю.Г.Леонов), 02-05-64477 (Ю.Г.Леонов), 00-05-65447 (Ю.К.Советов), 00-15-98531 (Ю.Г.Леонов).

При компоновке и написании книги большую роль сыграли помощь и консультации по многим вопросам, связанным с изучением осадочных бассейнов, со стороны заместителя генерального директора ФГУП "Недра" Л.А.Певзнера. Коллектив, работавший над книгой, выражает ему искреннюю признательность.

http://jurassic.ru/

ВВЕДЕНИЕ

1. Определение термина "осадочный бассейн" (ОБ)

Набор изучаемых объектов, их классификация, перечень связанных с ними проблем и методы исследования будут разными в зависимости от содержания термина "осадочный бассейн". К решению этого вопроса подходят с разной логикой, в результате чего понимание термина сильно варьирует. Не предлагая ни обзора, ни анализа различных мнений, поясним понимание термина "осадочный бассейн" (ОБ), принятое в данной работе.

В качестве ОБ здесь рассматриваются современные отрицательные структуры осадочного чехла, т.е. впадины, заполненные осадочными или осадочно-вулканогенными породами, в их современной конфигурации. При таком понимании вертикальный разрез ОБ, в общем случае, включает последовательность пород, образовавшихся в исторически сменявших друг друга палеобассейнах, контуры которых не обязательно совпадали с контуром сформировавшегося в итоге ОБ. Поэтому ОБ (в указанном, еще раз напомним, понимании) выделяются и оконтуриваются безотносительно к тому, какими особенностями, в том числе размерами, обладали эти бассейны или располагавшиеся на их месте бассейны в период осадконакопления. Что касается современного режима тектонических движений и осадконакопления в ОБ, то они могут быть различными: на территории одних ОБ в настоящее время происходит прогибание и осадконакопление и они представляют собой современные седиментационные бассейны (морские или континентальные впадины); другие, напротив, располагаются в пределах стабильных или даже испытывающих воздымание и денудацию участков коры.

Таким образом, ОБ в принятом здесь смысле приблизительно соответствуют "бассейнам породообразования" П.П.Тимофеева [Тимофеев, 1978, 1984], и "структурным бассейнам" Ч.Б.Борукаева [Борукаев, 1999]. Это понятие не идентично понятию "седиментационный бассейн" или, что то же самое, "бассейн осадконакопления". Седиментационные бассейны – современные и древние (палеобассейны), в понимании П.П.Тимофеева, это участки земной коры, в пределах которых накапливаются (накапливались) осадки и которые включают (включали) конечный водоем стока и окружающие его дренируемые участки суши. В процессе эволюции седиментационного бассейна (или следующих друг за другом во времени бассейнов) происходят изменения его формы и размеров; бассейн может распадаться на два (или больше) бассейна, возможно, напротив, их слияние и т. д. Как было подчеркнуто выше, для современных бассейнов, в которых в настоящее время продолжается прогибание и накопление осадков, понятия седиментационный бассейн и бассейн породообразования (ОБ в принятом здесь смысле) могут совпадать. Вряд ли нужно при этом специально объяснять, что реконструкция исходных бассейнов осадконакопления, их границ и особенностей, их смены по вертикали (во времени) является неотъемлемым компонентом изучения ОБ. В этом исследовании особенно важны: а) реконструкция тектонической и палеогеографической обстановок, в которых происходит заложение и развитие ОБ, и б) формационная характеристика пород, заполняющих бассейн, служащая индикатором определенных тектонических обстановок и стадий развития; то и другое взаимосвязано.

Можно привести несколько мотивов для указанного подхода к выделению ОБ (хотя, безусловно, в зависимости от рассматриваемых задач и логики исследования право на существование имеют и другие подходы). Во-первых, ОБ являются реально существующими структурами земной коры; как современные структуры они обладают четкими очертаниями и ясной тектонической позицией, тогда как реконструкция режима и контуров седиментационных бассейнов прошлого не всегда однозначна. Во-вторых, какой бы ни была история ОБ и заполняющих его пород, сейчас они находятся в современной тектонической и геодинамической обстановках, включая характер коры и литосферы, чем и определяются особенности идущих в них сейчас преобразований. В-третьих, к современным ОБ можно подходить как к объектам (объемам коры или литосферы) с едиными флюидогидродинамическими системами, от которых напрямую зависят многие важные в практическом отношении особенности бассейнов. В-четвертых, опять-таки с практической точки зрения, ОБ представляют интерес именно как современные структуры в их сегодняшней конфигурации, являющиеся вместилищем полезных ископаемых.

http://jurassic.ru/

В качестве ОБ рассматриваются только впадины с недеформированными или умеренно деформированными (во внутриплитных условиях) осадочными чехлами. Степень их деформации, по определению, не должна превышать того, не слишком, правда, строго очерченного уровня, которым внутриплитные деформации отделяются от покровно-складчатых (ортотектонических, альпинотипных, по старому) деформаций складчатых зон. Иначе говоря, к категории осадочных бассейнов относятся платформенные впадины континентов и шельфов, современные впадины окраинных и внутренних морей, океанов (в первую очередь периконтинентальные впадины), передовые прогибы и вообще системы прогибов и желобов коллизиионных и субдукционных поясов, различного рода орогенные и посторогенные впадины с мощностью заполняющих их пород не меньше некоторой минимальной величины. И, напротив, к ОБ (в принятом здесь понимании) не относятся деформированные комплексы складчатых поясов независимо от первичной обстановки их образования. Логика такого противопоставления очевидна: ОБ рассматриваются как элементы осадочной оболочки; в случае же значительной деформации осадочные комплексы теряют свойства осадочной оболочки и переходят в состав консолидированного слоя коры, становясь элементом его инфраструктуры (в терминах сейсморазведки это консолидированная кора и складчатые комплексы).

Ограничение по мощности может быть принято только волевым порядком. Естественных критериев для этого, кажется, не существует. Принципиального значения такое ограничение, может быть, и не имеет, но ввести его полезно, чтобы определить группу структур, рассматриваемых в качестве ОБ, и иметь возможность однозначно оконтуривать их в плане. Без такого ограничения к ним пришлось бы относить все платформенные образования, включая поднятия, перекрытые чехлом минимальной мощности, а также другие мелкие впадины различной тектонической природы. В данной работе в качестве ОБ предлагается рассматривать структуры с мощностью осадочного чехла в депоцентре не меньше 0.5 км. На бортах чехол может, естественно, сокращаться вплоть до полного выклинивания. В зависимости от задач и масштаба работ принимаемые лимиты могут быть и другими.

Наиболее очевидным критерием для проведения границ ОБ являются контуры тела (линзы) осадочных пород, соответствующих ОБ, т.е. зона утонения и выклинивания отложений чехла или тектоническая граница, резко обрывающая отложения ОБ (ситуация обычная для передовых прогибов и других ОБ, граничащих по надвигам с коллизионными складчатыми поясами).

Данный критерий хорош и используется для ОБ с замкнутыми контурами. Но разнообразие природных обстановок этим не исчерпывается. Скажем, его нелегко применить к современным конусам выноса (fans) крупных рек, впадающих в незамкнутые морские бассейны. Примерами могут служить конусы Амазонки, Ганга, Нила, Волги, других рек; аналогичные образования существовали и в прошлые эпохи. Им свойственна большая мощность отложений, а в некоторых из них (Амазонка, Ганг) она достигает 15 и более км при огромных площадных размерах. Четкой структурной границы они могут и не иметь. Возникает вопрос, как квалифицировать конусы выноса – как самостоятельные ОБ или как элемент (комплекс пород) в пределах каких-то других ОБ? В дальнейшем будут приведены соображения в пользу их выделения в виде осадочных бассейнов.

К ОБ можно относиться так же как к объемам коры, в которых действуют свои единые флюидогидродинамические системы. Это свойство представляет, возможно, фундаментальную особенность ОБ и теоретически могло бы использоваться для их оконтуривания, но им далеко не всегда можно воспользоваться в качестве практического критерия. Специфические формы флюидогидродинамических систем характерны, по-видимому, для осадочных бассейнов разного геодинамического типа и с разным внутренним строением [Хаин, Соколов, 1994]. Но помимо этого, каждый конкретный ОБ обладает своей собственной системой циркуляции воды и флюидов. Если смежные бассейны разделены выраженной перемычкой, то обмен водой и флюидами между ними затруднен. Для четко оконтуренных ОБ этим обеспечивается функционирование флюидогидродинамической системы в самостоятельном режиме. При выходе за пределы бассейна или при переходе к соседним бассейнам происходит смена гидродинамических систем. Основываясь на этом, при определении границ ОБ следовало бы принимать во внимание также ареалы действия таких систем. Но реально это может быть сделано лишь при наличии соответствующих данных, что далеко не всегда имеет место, и поэтому данная особенность в общем случае остается скорее теоретической (модельной) характеристикой ОБ, нежели практическим инструментом для определения его границ.

Если суммировать сказанное, то в данной работе под термином "осадочный бассейн" (ОБ) во всех случаях понимается выраженная в современной структуре впадина ("бассейн породообразования") на коре любого типа, заполненная недеформированным или умеренно деформированным осадочным чехлом мощностью в депоцентре не менее 0.5 км и теоретически характеризующаяся (объединенная) единой флюидогидродинамической системой.

Из этого определения выпадает одна категория структур – некомпенсированные морские (океанические) впадины, представляющие собой морфологически выраженные котловины, испытавшие интенсивное прогибание дна, но практически не заполненные осадками; такие образования иногда называют топодепрессиями или морфобассейнами; в англоязычной литературе

http://jurassic.ru/

используется термин pre-depositional basins (доседиментационный бассейн). С точки зрения геодинамических и структурных показателей (форма основания, режим прогибания) такие структуры могут рассматриваться как ОБ, но практическое отсутствие осадочного выполнения ставит их в особое положение и заставляет выделять в специальную группу (ОБ практически без осадков!). Естественно, в них не происходят многие из тех, обычных для ОБ процессов, требующих наличия заметной по мощности толщи осадочных пород (например, отсутствуют некоторые стадии литогенеза). Представляется, что термин "топодепрессия" наиболее удобен для их обозначения.

2. Особенности современного подхода к изучению осадочных бассейнов

Изучение осадочных бассейнов (ОБ) по многим причинам (наличие в них нефти, газа, угля, других видов полезных ископаемых, подземных вод) всегда было и остается приоритетным направлением платформенной тектоники.

Кроме наличия полезных ископаемых, дополнительный интерес к изучению ОБ объясняется еще тем, что на территории осадочных бассейнов проживает значительная часть населения земного шара, в том числе в городах и на урбанизированных территориях, а также находится множество крупных сооружений и объектов, в том числе повышенного риска. Какое-то представление об этом дают цифры, приведенные в работе [Лихачева и др., 1997], согласно которым в центрах котловин и бассейнов находится около 26% столиц мира (36% в Европе, 31% в Азии, 27% в Америке). Взаимодействие человека и создаваемых им сооружений с природой, вопросы устойчивости и сохранности сооружений изучаются такими науками как экологическая география, экологическая геология, инженерная геология и другими. Но важной компонентой многих решаемых этими науками проблем является информация о строении бассейна и режиме геологических процессов на земной поверхности и в коре, в рассматриваемом случае – информация об осадочных бассейнах. Это относится к режиму подземных вод, прогнозу сейсмической опасности, оценке смещений земной поверхности, выявлению разрывов и зон геохимических аномалий (в частности, зон выноса глубинного вещества), выявлению геопатогенных зон и т. д.

Значение изучения ОБ для разных сторон теоретической геологии доказывать излишне: в их строении содержится наиболее полная информация о последовательности геологических событий. Но одну особенность подчеркнуть следует. ОБ, как и вообще платформенные структуры, обладающие относительно вялым тектоническим режимом, особенно чутко реагируют на внешние события, в том числе события глобального масштаба, запись о которых сохраняется в разрезах осадочного чехла платформ (осадочных бассейнов) в наиболее чистом виде, не завуалированном широким спектром интенсивных одновременных и последующих геологических процессов.

В настоящее время, частью в результате расширения возможностей исследования (глубокое бурение, возросшая разрешающая способность геофизических, в особенности сейсмических, методов, успехи экспериментальной петрологии и минералогии, успехи изотопной геохимии, компьютерное моделирование, и т. д.), частью вследствие более глубокого проникновения в суть процессов, протекающих в осадочной оболочке и в консолидированной коре, появляются новые акценты в подходах к исследованию ОБ. Именно от них следует ожидать принципиальных успехов в изучении этих бассейнов.

Может быть, главной особенностью общей стратегии изучения ОБ на современном этапе является осознание необходимости опираться на следующие, теснейшим образом связанных между собой, положения.

Во-первых, в отличие от того, что почти всегда делалось раньше, объектом изучения становится не только осадочное выполнение бассейна, но весь объем коры или даже литосферы. В принципе, объектом изучения должны быть оболочки до тех глубин, которые "задействованы" в становлении ОБ, это во всяком случае необходимо при рассмотрении механизмов и причин образования бассейнов. Естественно при этом допустить, что в ОБ разного типа и, главное, разного размера процессы протекают на разных глубинах. Справедливость такого допущения, как будет показано в одной из следующих глав, находит подтверждение в результатах моделирования.

ОБ в указанном понимании представляет определенную систему, все части которой – осадочный чехол, фундамент, кора находятся во взаимодействии. В ходе формирования ОБ между всеми оболочками на всех стадиях, постоянно, хотя и с разной интенсивностью, идет обмен энергией, водой и флюидами, другими компонентами. Циркуляция воды и флюидов осуществляется как между оболочками, так и внутри них, и вообще оказывает огромное влияние на эволюцию толщи осадочных и вулканических пород бассейна. Понимание этого отражается, в частности, в том значении, которое в последнее время придается проблеме, символически обозначаемой как система "вода-порода". Помимо этого, при определенных тектонических режимах происходит преобразование коры и литосферы, в том числе имеет, по-видимому, место тектоническое течение вещества в глубокой коре, в зоне перехода корамантия и, может быть, на некоторых других уровнях.

Взаимодействие оболочек в механическом смысле и в виде тепломассопереноса и активность водно-флюидной фазы в осадочном чехле оказывают влияние на самые разные стороны формирования ОБ: тектоническую структуру, эпигенетические процессы и, что осо-

http://jurassic.ru/

бенно важно с практической точки зрения, на процессы поступления, перераспределения и преобразования вещества, ведущие к образованию вторичных (а частью и первичных) рудных концентраций, формированию залежей углеводородов, которые, как теперь ясно, сосредоточены не только в чехле, но и в породах фундамента, других видов полезных ископаемых. Одной из иллюстраций взаимодействия осадочного чехла, фундамента, а, возможно, и более глубоких горизонтов коры служит образование залежей нефти и газа в породах фундамента осадочных бассейнов, которые в настоящее время обнаружены в разных ОБ мира [Арешев и др., 1997].

Во-вторых, очевидно, и это уже подчеркивалось в некоторых работах, например [Кучерук, Ушаков, 1985], что ОБ не являются статическими, раз и навсегда сформированными структурами, но представляют динамичные, постоянно эволюционирующие объекты, находящиеся в постоянном развитии и видоизменении. Современная структура и породы ОБ – итог длительной и часто многоэтапной эволюции. В ходе формирования любого ОБ, начиная с момента его возникновения и до настоящего времени, присутствуют две линии эволюции: а) наращивание осадочной толщи, заполняющей бассейн, за счет седиментации, и б) постоянно идущее видоизменение накопившихся пород; последнее может быть минимальным при спокойных тектонических режимах, ограничиваясь стадиальным литогенезом погружения, но может приобретать и более резкие формы при более активных тектонических режимах, например при рифтогенезе, сопровождающимся гидротермальной деятельностью. Вообще следует иметь в виду наличие чрезвычайно тесного и многопланового взаимодействия тектонического режима, с одной стороны, и процессов литогенеза – с другой. При этом их влияние обоюдное, и происходит оно во многом благодаря активной роли воды и флюидов. Вследствие этого появилось даже такое новое понятие как "тектоническая литология" [Соколов, Конюхов, 1995]. Вообще же, в силу указанных причин, изучение процессов литогенеза и, соответственно, роль литологических дисциплин приобретает особенно важное значение при изучении ОБ. Подобающее место отводится этим вопросам и в данной работе.

Понимание и исследование вышеуказанной динамики необходимо при изучении всех типов ОБ, даже тех, развитие которых происходило монотонно, без серьезных перестроек тектонического и связанного с ним флюидного и гидродинамического режимов. Но особое значение такой подход приобретает при анализе ОБ, тектоническая (геодинамическая) ситуация в которых в ходе геологической истории испытывала сильные изменения (так же, вероятно, как тип коры и весь набор вызванных этим процессов), т.е. когда, в сущности, происходило последовательное наложение друг на друга ОБ разных геодинамических типов. В таких случаях в действие вступают новые процессы, и ранее сформированные породы, в которых режим литогенетических и других процессов находился в равновесии (или стремился к равновесию) с прежними условиями, попадают в новые геодинамические условия. В результате происходит большая или меньшая перестройка всей системы литогенетических процессов, включая те, которые ответственны за формирование залежей углеводородного и минерального сырья.

В-третьих, каждый из процессов, идущих в ОБ, не является изолированным и поэтому при решении многих задач не должен рассматриваться обособленно от других. Все процессы теснейшим образом связаны между собой и взаимодействуют, влияя друг на друга как составные части одной системы. Например, литогенетические преобразования и метаморфизм пород ведут к изменению механических (реологических свойств), что, в свою очередь, влечет за собой перестройку структурной и реологической стратификации коры с соответствующими геодинамическими следствиями [Леонов М., 1997] и, добавим, – с изменением характера циркуляции воды и флюидов. Другая, очень важная особенность процессов, идущих в ОБ, – генетическая связь рудо- и нефтеобразования, которые обусловливаются действием одних и тех же флюидодинамических систем. Контуры этой связи сейчас только намечаются [Соколов, Старостин, 1998], но накопленный эмпирический материал, стоящий за этими выводами, гарантирует успех развития данного направления.

В-четвертых, любой ОБ, как бы четко он не был ограничен в пространстве, является элементом более сложной системы структур. Его эволюция обусловливается не только локальными или региональными условиями, но находится также под воздействием более общих, внешних по отношению к нему процессов, включая и глобальные. Из этого следует, что тенденции формирования ОБ при их изолированном изучении могут быть поняты лишь частично; для более полного понимания необходим широкий подход. Например, отдельные осадочные бассейны платформы не должны рассматриваться вне контекста тех событий, в результате которых формируется облик платформы в целом.

Изложенные соображения показывают, что формирование и весь ход дальнейшей эволюции ОБ протекают под влиянием многих, сочетающихся и, естественно, влияющих друг на друга факторов. Поэтому изучение ОБ (включая осадочный чехол прежде всего, но, в соответствии со сказанным выше, также фундамент и подстилающие слои коры) представляет собой комплексную задачу. Ее главными компонентами является изучение: современной тектонической структуры и истории ее формирования, эволюции геодинамических обстановок, условий седиментации, процессов литогенеза, эволюции теплового режима.

Одним из завершающих этапов является разработка моделей развития ОБ, базирующаяся на совокупности перечисленных данных и использующая средства

http://jurassic.ru/

математического (численного) моделирования. Последнее, помимо решения общих задач, направленных на выяснение механизмов образования и эволюции ОБ, позволяет в компактном и наглядном виде решать и некоторые специфические вопросы, такие, например, как выделение тектонической составляющей погружения, создание конкретных моделей формирования залежей углеводородов и др.

Объектом моделирования могут быть различные факторы, определяющие эволюцию бассейна. В качестве наиболее распространенных обычно выделяются четыре типа моделей [Welte et al., 1997]: а) седиментационно-стратиграфические, отражающие историю осадконакопления (формирование осадочного заполнения бассейна) и формирования конкретных стратиграфических последовательностей; б) тектонического погружения; в) флюидодинамики и гидродинамики; г) термальной истории на фоне конкретного хода прогибания и осадконакопления. Все эти частные подходы к моделированию и их отдельные компоненты могут сочетаться в разных комбинациях в зависимости от цели исследования.

Можно видеть, таким образом, что изучение ОБ требует междисциплинарного подхода. Такой подход определился в последние десятилетия и получил название "бассейновый анализ" (basin analysis) [Allen, Allen, 1992] или "комплексный бассейновый анализ" (integrated basin analysis). Он постоянно совершенствуется и широко используется во всем мире, в том числе успешно разрабатывается в ряде научных коллективов в нашей стране [Никишин и др., 1999].

Сказанное выше о моделировании и роли "точных" наук следует подчеркнуть особо в контексте меняющихся со временем задач. Если до сравнительно недавнего времени изучение ОБ имело в основном описательный характер, т.е. заключалось в расшифровке строения и воссоздании истории формирования, то теперь (как впрочем и в науках о Земле в целом) интересы смещаются от описания к разработке моделей и изучению причин и механизмов формирования ОБ. Соответственно расширяется и набор дисциплин – как собственно геологических, так и смежных наук, от которых зависят успехи в области изучения ОБ.

http://jurassic.ru/

ГЛАВА 1
ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ И ТИПЫ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

1.1. Классификация осадочных бассейнов

Классификации обычно играют служебную роль, но без них невозможно обойтись при любых научных обобщениях. В основу классификации ОБ, в зависимости от цели, могут быть положены разные признаки: а) геодинамическая природа и современное тектоническое положение ОБ, а также вытекающие из этого особенности их строения, б)история развития, в) глубинный механизм формирования, г)характер (литологические особенности) заполняющих бассейн пород; д)наличие и формы нахождения (или образования) тех или иных видов минерального сырья (industry-based classification). Все эти виды классификаций с многочисленными вариантами представлены в литературе [Гарецкий, Нагорный, 1987; Высоцкий, Кучерук, 1976; Литогеодинамика..., 1998; Минерагения..., 1998; Соколов и др., 1994; Allen, Allen, 1992; Bally, 1975; Bally, Snelson, 1980;Tectonics..., 1995; Dickinson, 1974; Einsele, 1992; Fischer, 1975; Halbouty et al., 1980; Kingston et al., 1983; Klemme, 1980; Picha,1989; Reading, 1982; The sedimentary...,1989]. В каждой из указанных выше групп подходы также варьируют; наибольший простор для этого дают классификации на основе истории развития. Кроме того, все отмеченные группы признаков в большей или меньшей степени связаны между собой, так как отражают разные особенности положения, строения или развития одних и тех же объектов.

В данной работе не проводится критическое обсуждение существующих классификационных построений. Ограничимся только некоторыми замечаниями.

На фоне широкого разнообразия приемов классификации прослеживаются две крайние тенденции. Одна из них заключается в стремлении учесть в одной классификации все многообразие данных об ОБ [Kingston et al., 1983]. Достигнуть удовлетворительного результата на этом пути практически невозможно. Классификационные построения получаются сложными и непоследовательными. Другая тенденция опирается на использование существенно упрощенных схем, учитывающих какие-либо отдельные признаки, например, тип фундамента или возраст осадочных комплексов. Такого рода классификации (точнее, формы систематизации) имеют право на существование, но только в пределах той или иной определенной задачи, как, например, систематизация ОБ по возрасту фундамента или чехла на тектонических картах.

Шире всего распространены разные варианты тектонических (геодинамических и структурно-тектонических) классификаций. Это понятно, так как тектонический критерий является наиболее общим: он представляет что-то вроде общего знаменателя для всех других признаков, от которого так или иначе зависят все остальные особенности ОБ. В какой-то степени здесь возможна осторожная аналогия с таблицей Менделеева.

В данной работе за основу взято положение ОБ в системе основных тектонических структур Земли, которым определяется и тип коры, и современное строение, и характер современных процессов в бассейне. Естественно, что в рамках существующей парадигмы мобилизма и плитной тектоники положение ОБ определяется по отношению к главным элементам системы литосферных плит и их границ. Положением в этой системе задается не только определенная геодинамическая ситуация, но и тип коры (литосферы). Оба эти фактора – геодинамика (т.е. система действующих сил) и тип коры определяют многие особенности ОБ, в том числе характер глубинных процессов, механизм образования, термальный режим, особенности тектонической структуры, типы формаций и магматизма, мощность осадочного выполнения и пр.

Типизация построена на основе обычной иерархической последовательности. На самом верхнем уровне конкретные типы ОБ группируются в соответствии с главными типами тектонических (геодинамических) обстановок, число которых сведено к минимуму: **А** – внутриплитная обстановка (континентальные части литосферных плит); **Б** – обстановка пассивных окраин континентов; **В** – обстановка активных окраин плит (континентов), включающая как субдукционные, так и коллизионные обстановки; **Г** – обстановка горообразования, или орогенная, включающая горообразование в коллизионных поясах и вне их. Кроме того, выделены бассейны (группа Д), связанные с формированием дельт. При таком делении предлагаемая система типизации (классификации) представлена в таблице (заметим, что в ней предусмотрена типизация только ОБ, имеющих осадочный чехол с мощностью более 0.5 км; топодепрессии в работе не рассматриваются).

http://jurassic.ru/

Таблица

Типы осадочных бассейнов континентов и переходных зон континент-океан

А. Внутриплитные осадочные бассейны (в континентальной части литосферных плит)

1. Осадочные бассейны древних платформ (кратонов)

1-1. *Синеклизы*
(intracratonic, interior cratonic, interior sag basins)

1-1а. Синеклизы с длительным развитием
(примеры: большинство синеклиз Восточно-Европейской платформы, впадины Сахарской плиты, бассейны Иллинойс, Мичиган Северо-Американской платформы)

1-1б. Синеклизы с кратковременным развитием
(примеры: впадина Кару Африканской платформы)

1-2. *Линейные впадины*

1-2а. Линейные впадины, прогибы (над рифтами, авлакогенами)(примеры: Днепрово-Донецкая впадина, Рязано-Саратовский прогиб, прогиб Бенуэ, впадина Оклахома?)

1-2б. Инверсированные авлакогены (внутриплитные складчатые сооружения)
(inverted rifts)
(примеры: Донбасс, система Свентокшисских гор, система Уачита, Высокий Атлас)

1-3. *Перикратонные впадины* (обычно с редуцированной гранитной корой)
(примеры: впадины Прикаспийская, Мексиканского залива)

1-4. *Краевые прогибы и впадины* (на краю платформ, открывающиеся в сторону океана (континентального склона) или подвижного пояса – "*форландовые прогибы*")
(marginal cratonic basins, forland basins)
(примеры: впадины Волго-Уральского края Русской плиты)

2. Осадочные бассейны молодых платформ

2-1. *Впадины*
(примеры: Западно-Сибирская впадина, Парижский бассейн)

2-2. *Локальные впадины* (квазиплатформенные?)
(примеры: Тенгизская, Чу-Сарысуйская)

3. Рифт
(тектонические элементы следующих двух рядов структур растяжения: а) грабен > рифт континентальный > область экстремального растяжения (HET – Highly Extended Terranes), б)грабен > рифт континентальный > рифт океанический)

3-1. *Рифт континентальный*
(continental rift)
(примеры: Байкал, Восточно-Африканский пояс, Днепровско-Донецкий рифт, рифтовая система Мид континента США)

3-2. *Осадочные бассейны областей экстремального растяжения (со срывом в основании)*
(detachment basins of highly extended terranes)
(примеры: впадина Пустыни Севир (Провинция Бассейнов и Хребтов, США, впадина Стримон, Греция, впадины Заганской области экстремального растяжения, Забайкалье)

3-3. *Рифт океанический (начально-океанический)* (океаническая кора, обстановка, предшествующая спредингу, и начальных фаз спрединга)
(proto-oceanic rift troughs)
(примеры: Красное море, Калифорнийский залив)

Б. Осадочные бассейны пассивных окраин континентов
(passive margin basins, marginal sag basins)

1. Рифтогенные периконтинентально-океанические осадочные бассейны

2. Трансформные периконтинентально-океанические осадочные бассейны
(rift-transform (passive) margin basins)

В. Осадочные бассейны активных конвергентных окраин плит (континентов)

1. Осадочные бассейны фронтальных систем коллизионных поясов (с явлениями поддвига – А-субдукции) и зон субдукции

http://jurassic.ru/

1-1. *Передовые прогибы коллизионных поясов* (на континентальной коре)
(foredeeps, foreland basins)
(примеры: прогибы Предальпийский, Предуральский, Предкарпатский, Предгималайский, Афгано-Таджикская впадина)

1-2. *Преддуговые прогибы и желоба* (на океанической коре)

1-2а. Преддуговые прогибы
(forearc basins)

1-2б. Желоба
(trench basins, trench-slope basins)

1-3. *Преддуговые прогибы с аккреционными призмами*
(примеры: Каскадия, Барбадос)

2. Тыловые (задуговые) впадины
(backarc basins)
(примеры: впадины краевых морей – Охотского и др.)

3. Междуговые и внутридуговые прогибы
(примеры: впадины Хоккайдо, Нигата)

3-1. *Междуговые прогибы (на океанической коре)*
(interarc basins)

3-2. *Внутридуговые прогибы (на континентальной коре)*
(intra-arc basins)

4. Остаточные бассейны (с океанической корой ?)
(remnant basins)

Г. Осадочные бассейны областей горообразования (орогенные)

1. Межгорные и внутригорные впадины (с дальнейшим подразделением в зависимости от конкретных структурно-тектонических особенностей)
(intermontane basins, intramontane basins)

2. Передовые прогибы областей горообразования (при отсутствии признаков субдукции или А-субдукции – поддвига)
(forland intermontane basins)
(примеры: частично Предкавказский прогиб)

Д. Осадочные бассейны – крупные дельты и конусы выноса
(fans)

Приведенный перечень типов ОБ требует некоторых дополнительных замечаний. Во-первых, следует иметь в виду, что хотя современное тектоническое (геодинамическое) положение ОБ и его место в данной системе типизации определяется, как правило, однозначно, все же не исключены и такие случаи, когда некий ОБ, в зависимости от придания главного веса одним или другим признакам, может быть идентифицирован по-разному. Тем более интерпретация тектонического положения палеобассейна и отнесение его к тому или иному типу могут быть дискуссионными, так как реконструкции палеотектонического режима часто неоднозначны. Во-вторых, авторы не настаивают на незыблемости использованных здесь терминов; термины – вещь капризная, и отношение к ним часто зависит от вкусов исследователя. В-третьих, предложенный перечень типов ОБ допускает их детализацию и расширение путем добавления при необходимости новых, не предусмотренных в нем, типов ОБ.

1.2. Дополнительные характеристики осадочных бассейнов

Тектонический, геодинамический режим является определяющим признаком, на котором построена типизация ОБ. Вместе с тем, он влияет на породы ОБ не столько прямо, сколько посредством других, определяемых им факторов. Конкретная морфология и особенности отложений каждого индивидуального ОБ определяются взаимодействием многих факторов: тектонических, седиментационных, особенностями флюидного и теплового режима и др. Поэтому при определении типа ОБ необходимо обращать внимание на ряд дополнительных характеристик, одни из которых достаточно постоянны для каждого типа ОБ, другие могут варьировать. К числу таких характеристик относятся: 1) тип коры, 2) величина теплового потока, 3) особенности водно-флюидного режима, 4) обстановка осадконакопления (шельф, глубоководные условия

http://jurassic.ru/

и пр.), 5) морфоструктура бассейна (бассейны компенсированные и не компенсированные – топодепрессии и пр.), 6) стиль тектонической структуры, 7) глубинный механизм формирования и эволюции ОБ, 8) климат в сочетании с рельефом и тектоническим режимом области сноса, 9) магматизм, 10) длительность осадконакопления и общая длительность формирования ОБ, 11) мощность осадочного чехла.

Дополним пояснениями некоторые из перечисленных пунктов.

1.2.1. Водно-флюидный режим

В отечественной литературе используется понятие "водно-флюидная фаза" (или, проще, "вода и флюиды"). Под этим названием подразумевается совокупность воды и флюидов, находящихся и перемещающихся в поровом пространстве пород ОБ (в широком смысле, т.е. включая все нарушения сплошности пород). Эквивалентом в англоязычной литературе служит понятие "геофлюид" (geofluid); оно удобно, и мы им также будем пользоваться в дальнейшем.

Образование, состав и движение геофлюидов связано со строением бассейна и его эволюцией. Геофлюиды являются главным агентом переноса и перераспределения вещества и тепла в ОБ; они оказывают существенное влияние на процессы литогенеза (вторичные изменения пород) и тепловой режим бассейна. В практическом отношении роль геофлюидов особенно велика в формировании наложенной, в том числе рудной минерализации и промышленных залежей минерального (широкий спектр стратиформных и других месторождений) и углеводородного сырья. Поэтому флюидный режим является важной характеристикой строения и эволюции ОБ. В приведенной выше типизации ОБ он не рассматривается в качестве первичного диагностического признака, но должен приниматься во внимание как дополнительный признак ОБ разного типа.

Различаются геофлюиды внутреннего и внешнего происхождения, состоящие каждый из нескольких групп [Lawrence, Cornford, 1995]:

1. Геофлюиды внутренние (internal geofluids): формационные воды (первичные и диагенетические, последние образующиеся за счет дегидратации пород); углеводородные флюиды (нефть, газ и пр.); антропогенные воды. Последняя группа не имеет большого значения, но все же при рассмотрении некоторых задач, в основном практического свойства, с водой и растворами антропогенного происхождения приходится считаться.

2. Геофлюиды внешние (external geofluids): метеорные воды; метаморфические и магматические воды и флюиды.

Объемы этих групп геофлюидов, пути их миграции, взаимодействие между собой и влияние на породы в разных типах ОБ различны. По [Deming, 1994], максимальная характерная скорость движения флюидов внутреннего происхождения (в первом приближении пропорциональная скорости накопления осадков) для бассейнов (синеклиз) древних платформ (США) и для передовых прогибов различается на два порядка, составляя соответственно 2-5 и 500 м/млн лет. В качестве примера приведем распределение геофлюидов в трех разновидностях ОБ: рифте, пассивной континентальной окраине и передовом прогибе (рис.1.1).

1.2.2. Стиль тектонической структуры

В качестве дополнительной характеристики ОБ может быть введено понятие, которое в англоязычной литературе называется "стилем (тектонической) структуры" (structural style). Это понятие не слишком строго очерчено, но, безусловно, полезно, так как позволяет лаконично, хотя и с известным приближением, определять доминирующий вид (стиль) внутренней тектонической структуры в разных типах ОБ. В отечественной литературе в точности адекватного понятия, кажется, не существует. Частично оно перекрывается понятиями "структурный парагенез" и "структурный рисунок", но содержание их не только конкретнее, но и уже. Полных и безупречных систем типизации "структурных стилей", привязанных к типам ОБ, в настоящее время, по-видимому, не существует, во всяком случае автору они не известны. Все же для многих типов ОБ характерны определенные структурные стили, но это не означает, что они же являются "запрещенными" для других ОБ. Для иллюстрации приведем перечень структурных стилей, характерных для ОБ, приведенный в работе [Lowell, 1990]; с учетом оговорок, высказанных выше, назовем их условно парагенезами: 1) парагенез сдвига (рис.1.2), 2) парагенез блоковых структур сжатия и надвигов в фундаменте (рис.1.3), 3) парагенез блоковых структур растяжения (рис.1.4), 4) парагенез крупных складок (warps) фундамента – сводов, поднятий, впадин, 5) парагенез сорванных складчато-надвиговых структур (рис.1.5), 6) парагенез сбросов с элементами срыва (соскальзывания) (рис.1.6), 7) парагенез структур течения и диапиризма солей и глин.

Большинство из указанных парагенезов, как уже сказано, тяготеют к определенным типам ОБ, в том смысле, что именно в них они встречаются с наибольшей частотой и, напротив, не встречаются или не типичны для ОБ других типов. Например, парагенез блоковых структур растяжения особенно характерен для рифтовых структур; парагенез сорванных складчато-надвиговых структур – для передовых прогибов и других ОБ во фронтальных зонах коллизионных поясов; парагенез сбросов с элементами срыва – для ОБ областей особо интенсивного растяжения и т.д. Но связь эта чаще не абсолютна, и поэтому структурный парагенез (структурный стиль) не всегда служит безусловным диагностическим признаком типа ОБ.

http://jurassic.ru/

В этом можно убедиться, в частности, на примере парагенеза сдвига и связанных со сдвигами осадочных бассейнов пулл-апарт. Во многих схемах классификации ОБ эти структуры выделяются в виде особого типа присдвиговых бассейнов (strike-slip basins) [Busby, Ingersoll, 1995; Einsele, 1992]. Однако, при всей их структурной характерности, они, как и вообще сдвиги, возникают в разных геодинамических условиях и в ОБ разного типа: в континентальной и океанической коре на трансформных границах плит (interplate – transform faults); в рифтовых зонах; в зонах внутриплитных сдвигов (intraplate – transcurrent faults); в областях горообразования, часто являясь важным элементом тектонической структуры межгорных и внутригорных впадин и т.д. Иначе говоря, в классификации ОБ, построенной на чисто структурной основе, присдвиговые ОБ имели бы право на обособление в отдельную группу; в предложенной же здесь классификации, основанной на более общих тектонических критериях, они служат дополнительной, хотя для некоторых типов ОБ и весьма важной характеристикой. Сказанное в большей или меньшей мере относится и к остальным парагенезам.

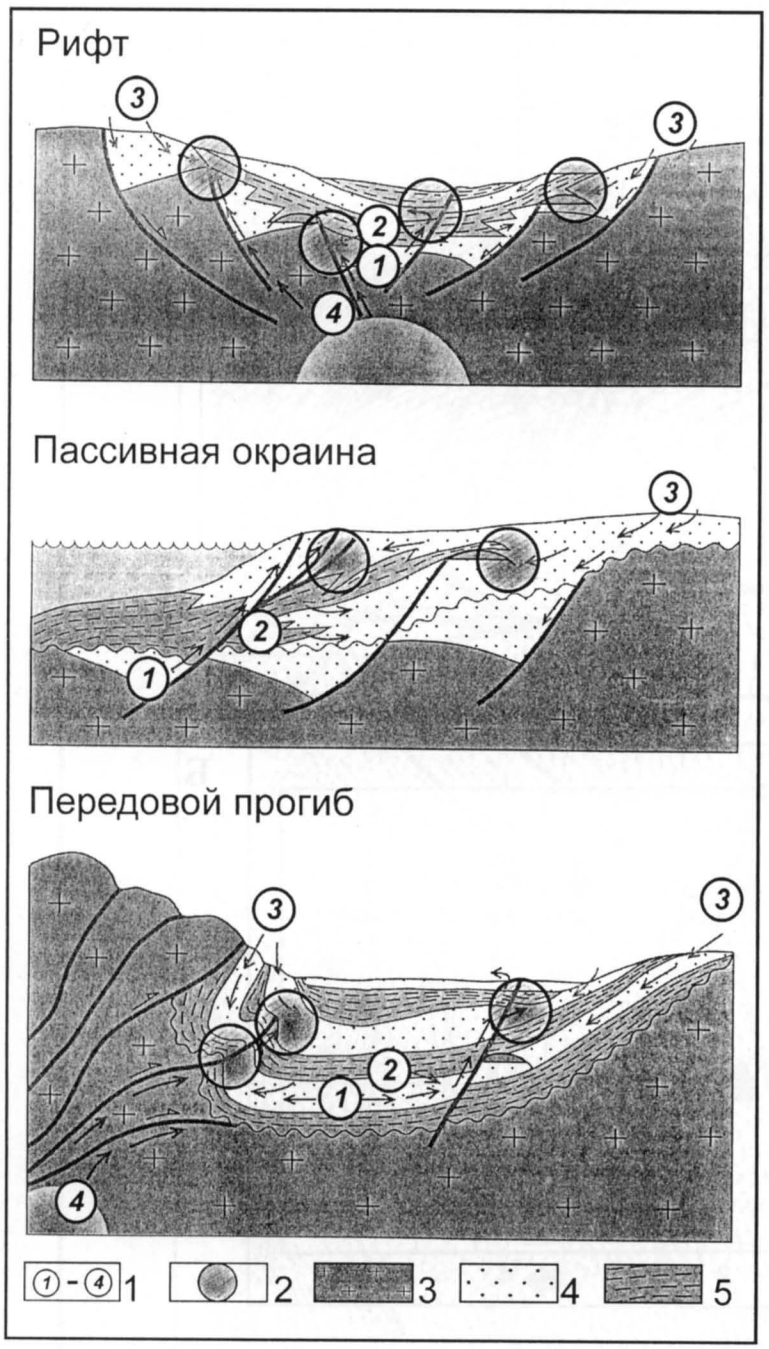


Рис. 1.1. Геофлюиды в осадочных бассейнах различного типа, по [Lawrence, Cornford, 1995]

1 – геофлюиды (цифры в кружках на рисунке): *1* – формационные, *2* – углеводородные, *3* – метеорные, *4* – метаморфические и магматические; 2 – зоны смешения флюидов разного происхождения; 3 – фундамент; 4-5 породы чехла: 4 – водопроницаемые, 5 - водонепроницаемые

1.2.3. Глубинный механизм формирования и эволюции ОБ

Использование представлений о глубинных механизмах формирования ОБ в качестве классификационного признака привлекательно и в перспективе, по-видимому, обосновано. Но в настоящее время к нему правильнее относиться как к дополнительной, иногда очевидной, чаще предполагаемой характеристике. И дело даже не только в том, что в представлениях о механизмах формирования ОБ присутствует гипотетический элемент; его доля по мере развития исследований сокращается и достоверность моделей возрастает. Но есть и другое обстоятельство. В настоящее время рассматривается ограниченное количество вариантов глубинных механизмов (моделей), которых намного меньше, чем типов ОБ, выделяемых по тектоническим и геодинамическим критериям. Число таких моделей не превышает пяти – шести, а именно:

1. Модели растяжения, вызывающего подъем горячего астенолита; по отношению к рифтам это модели пассивного рифтогенеза. Наиболее известные варианты принадлежат Д.МакКензи – модель чистого сдвига [McKenzie, 1978] и Б.Верникe – модель простого сдвига [Wernicke, 1985], разновидностью последней является модель расслоения или срыва (delamination model, detachment model) [Lister et al., 1986];

http://jurassic.ru/

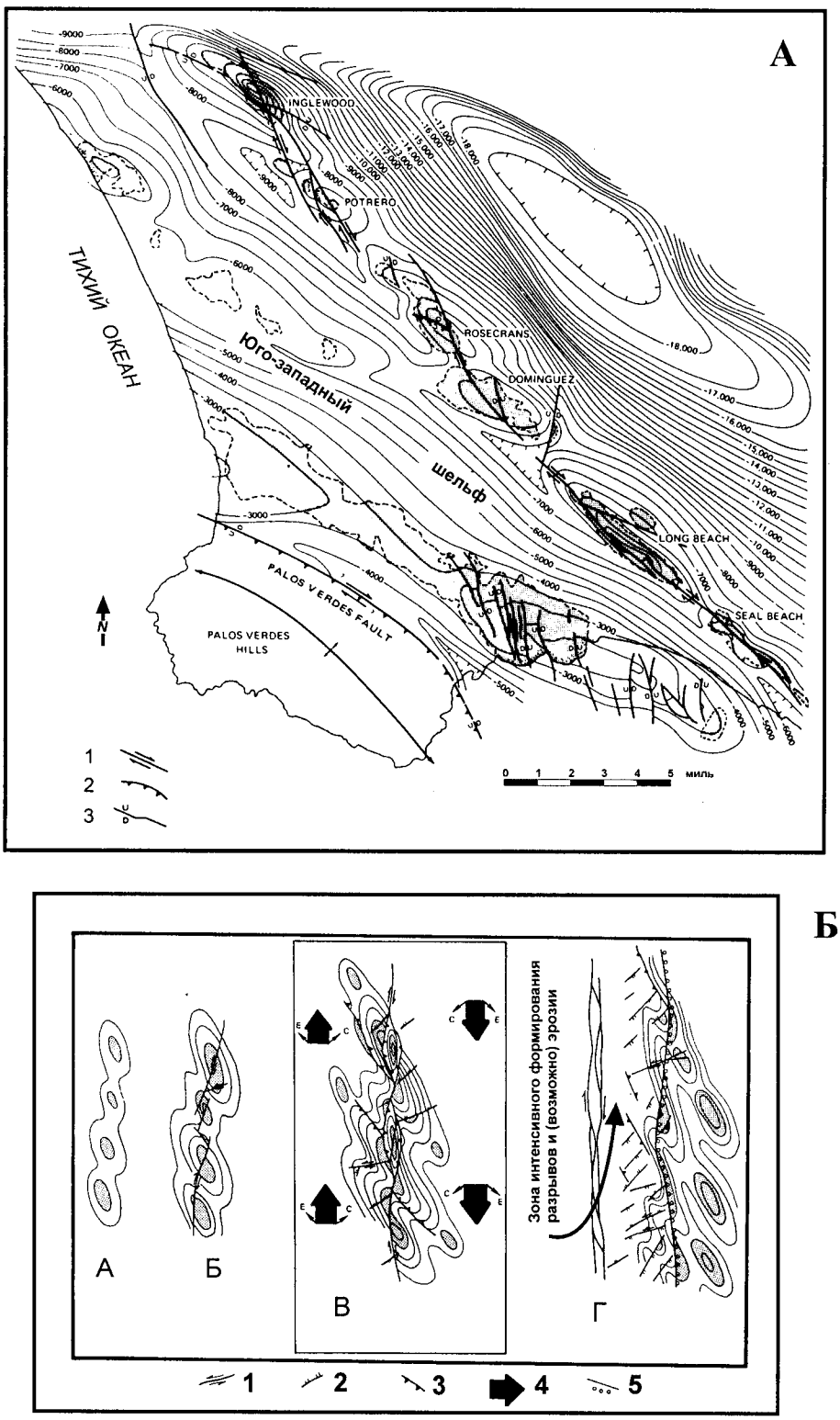


Рис. 1.2. Структуры парагенеза сдвига, по [Lowell, 1985] с изменениями.

А: Юго-западная (шельфовая) часть бассейна Лос-Анжелес и северо-западная и центральная части Инглвуд-Ньюпортской зоны разрывов

1 – сдвиги; 2 – взбросы; надвиги; 3 – сбросы (разрывы с крутым положением сместителя). Стратоизогипсы по кровле миоцена, в футах

Б: Схема стадий формирования парагенеза структур крупного сдвига, на материале по Калифорнии: А – зарождение сдвига; Б – ранняя стадия; В – средняя стадия; Г – зрелая стадия

1 – сдвиги; 2 – взбросы, надвиги; 3 – сбросы; 4 – относительное смещение плит (маленькие стрелки на рисунке – направление сжатия (C, compression) и растяжения (E, extention), вызванного смещением плит); 5 – край бассейна.

http://jurassic.ru/

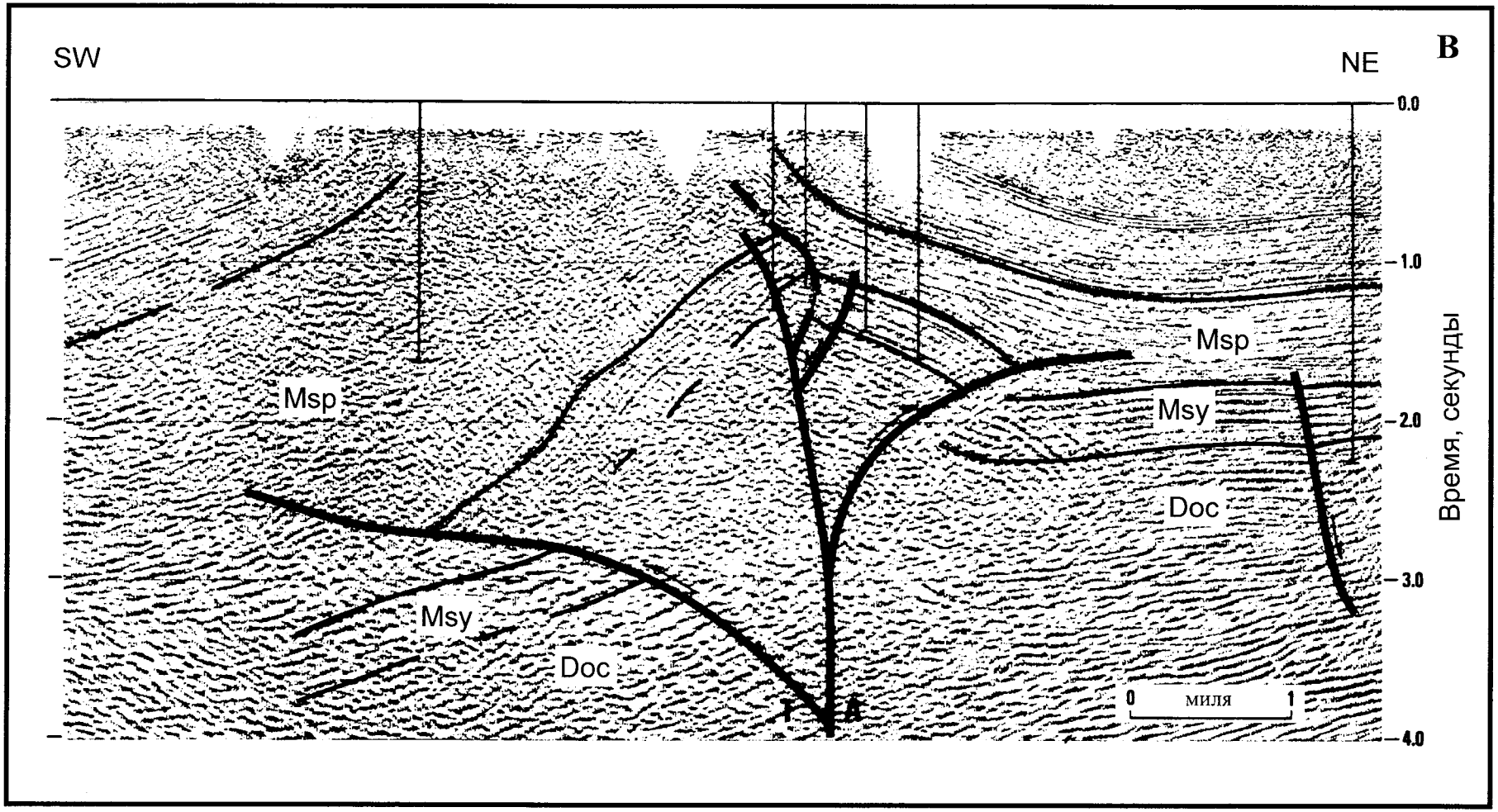
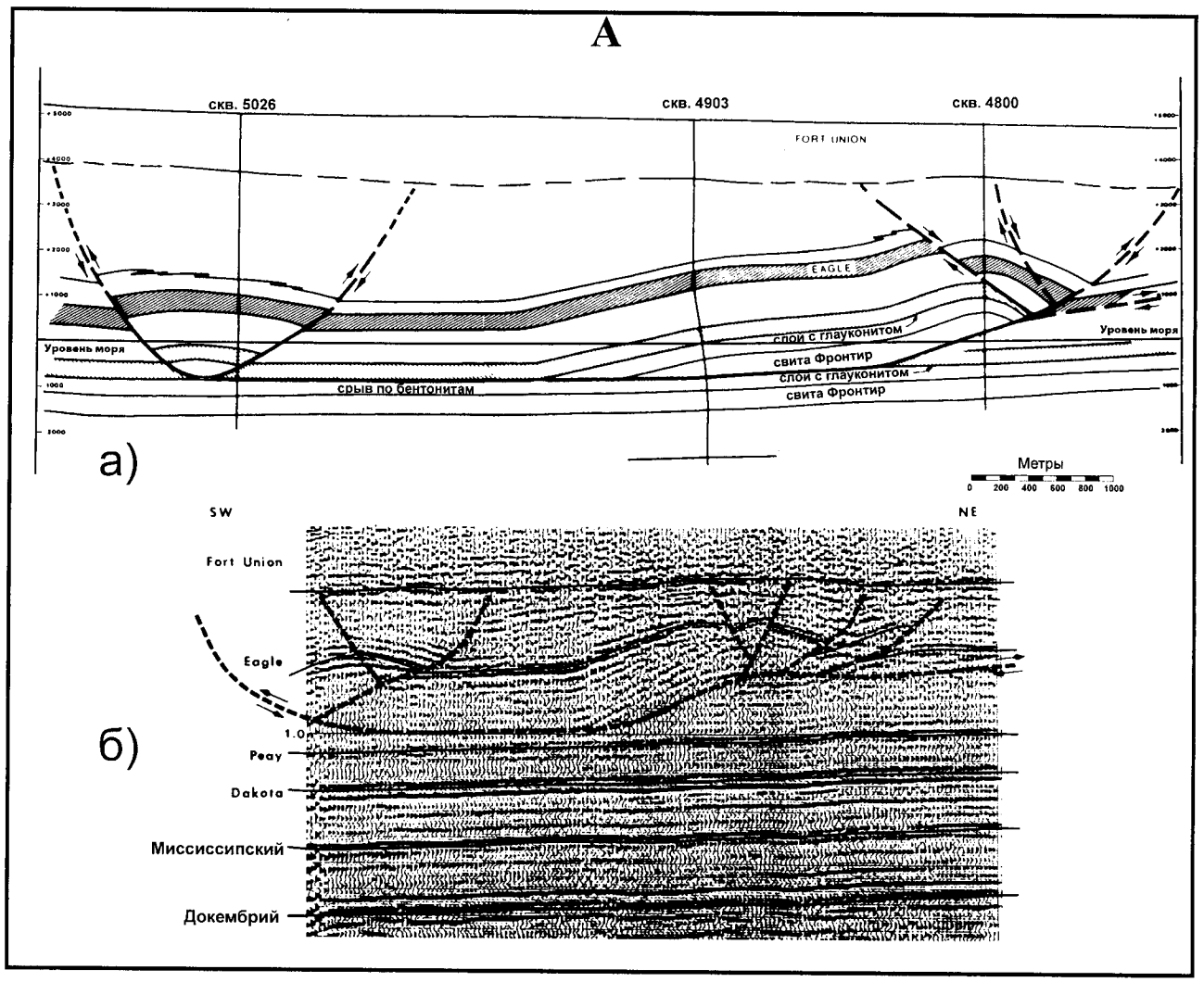


Рис. 1.2. (продолжение) B: Структура цветка (flower structure) на сейсмическом разрезе (мигрированном) в отложениях бассейна Ардмор, штат Оклахома, США. Горизонтальный масштаб (в милях) приблизительно равен вертикальному (время в секундах)
Msp, Msy – свиты миссисипия, Doc – ордовик. Направление смещения по сдвигу: Т – к зрителю, А – от зрителя

http://jurassic.ru/



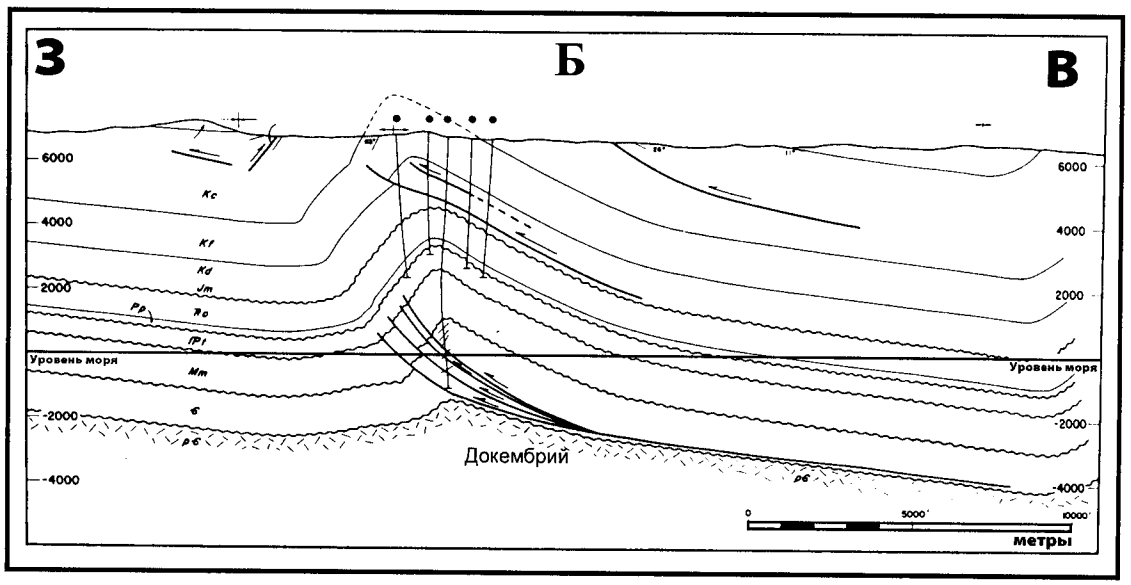


Рис.1.3. Парагенез блоковых структур сжатия и надвигов в фундаменте, по [Lowell, 1985]

А: Структуры срыва в бассейне Крейзи Маунтинс (Crazy Mountains), штат Монтана, США: разрез (а) и сейсмический профиль (б)

Б: Разрывы отрыва на двух уровнях разреза – в юрских и кембрийских отложениях в бассейне Биг Хорн (Big Horn), штат Вайоминг, США

http://jurassic.ru/

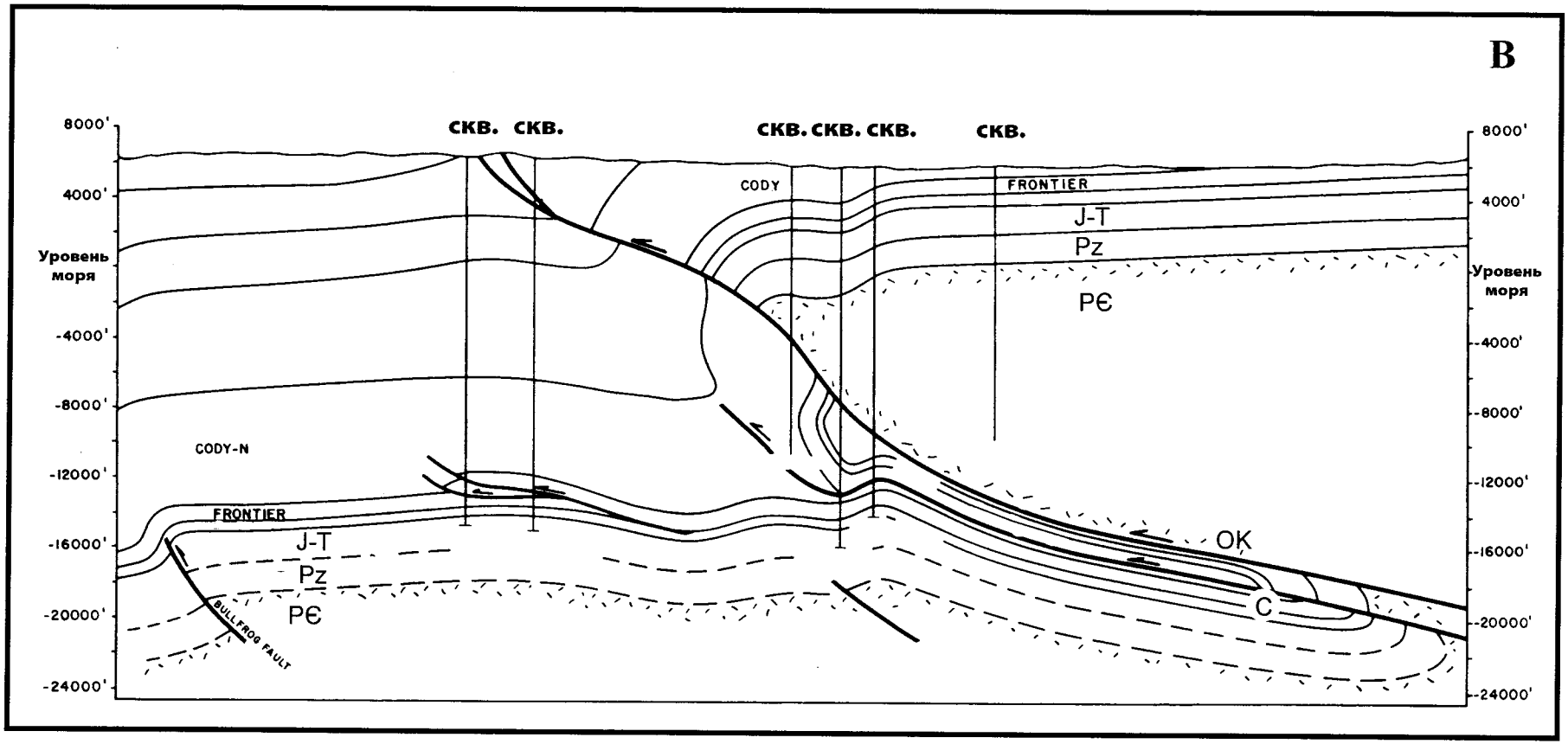


Рис. 1.3. (продолжение) B: Ансамбль структур, сопровождающих разрывы Оул Крик (Owl Creek) и Слайвер (Sliver), соответственно ОК и С на рисунке, Скалистые Горы, США

http://jurassic.ru/

2. Термические модели, согласно которым подъем астенолита первичен и, как следствие, вызывает растяжение; в рифтах это модель активного рифтогенеза.

3. Модели прогибания (sag basin model), связывающие прогибание с действием нисходящего холодного плюма.

4. Плотностные модели, связывающие прогибание с изменением плотности (без растяжения коры) в результате эклогитизации (по Е.В.Артюшкову) или иных фазовых и метаморфических переходов.

5. Модели, объясняющие изгиб коры и формирование бассейнов (бассейнов изгиба - flexural basins) тектонической нагрузкой (tectonic loading models).

Классификация, основанная на этом небольшом числе моделей, не может адекватно отразить реально существующее разнообразие ОБ, хотя принимать их во внимание необходимо (рис.1.7). Под этим углом зрения некоторые из ОБ рассматриваются в других разделах данной книги, сведения о них приведены также в работе [Tectonics ..., 1995]

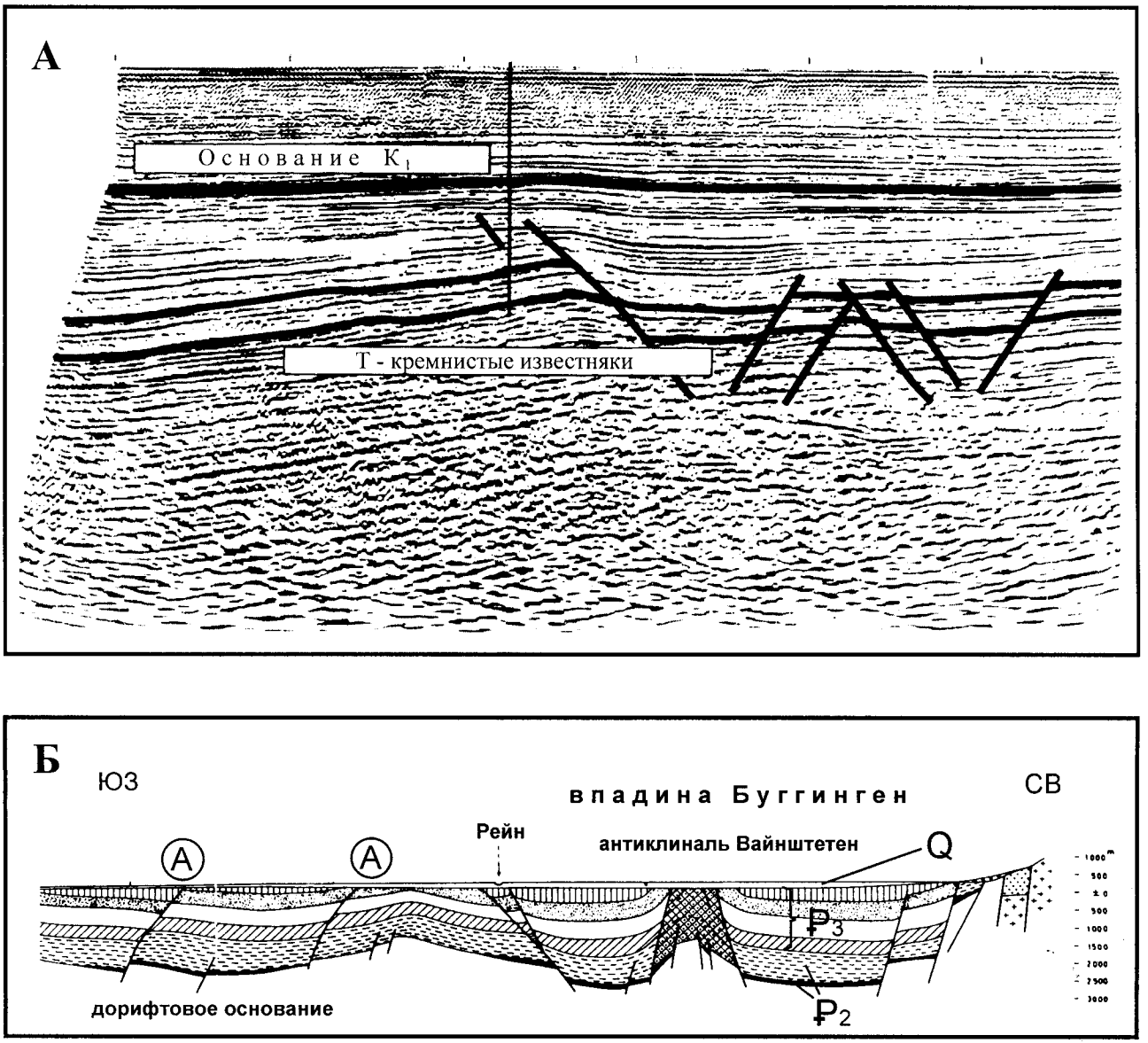
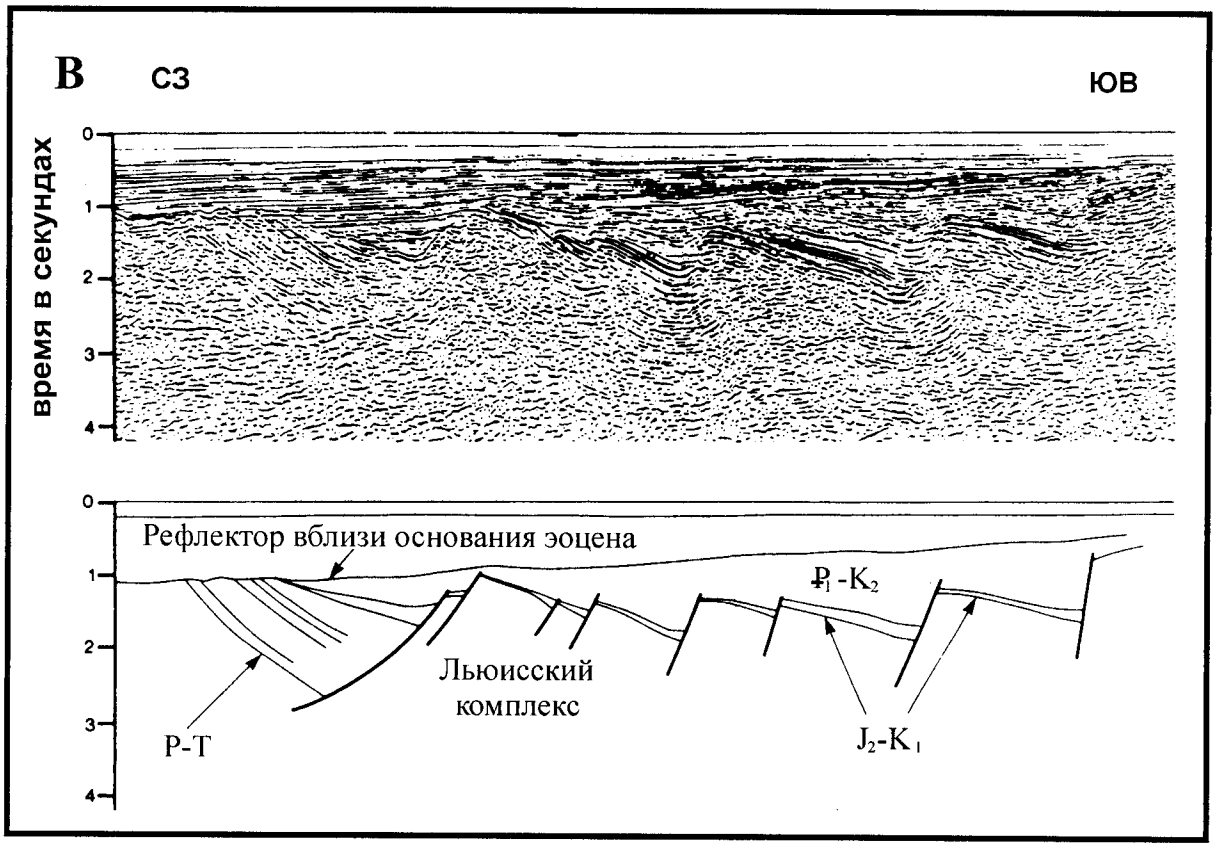


Рис.1.4. Парагенез блоковых структур растяжения, по [Lowell, 1985]

А: Сейсмический разрез в породах месторождения Беатрис области Морей Форт.

Б: Структуры в эоценовых (P_2), олигоценовых (P_3) и четвертичных (Q) отложениях Рейнского грабена: сбросы обычной и выгнутой вверх формы (индекс А на рисунке)

http://jurassic.ru/



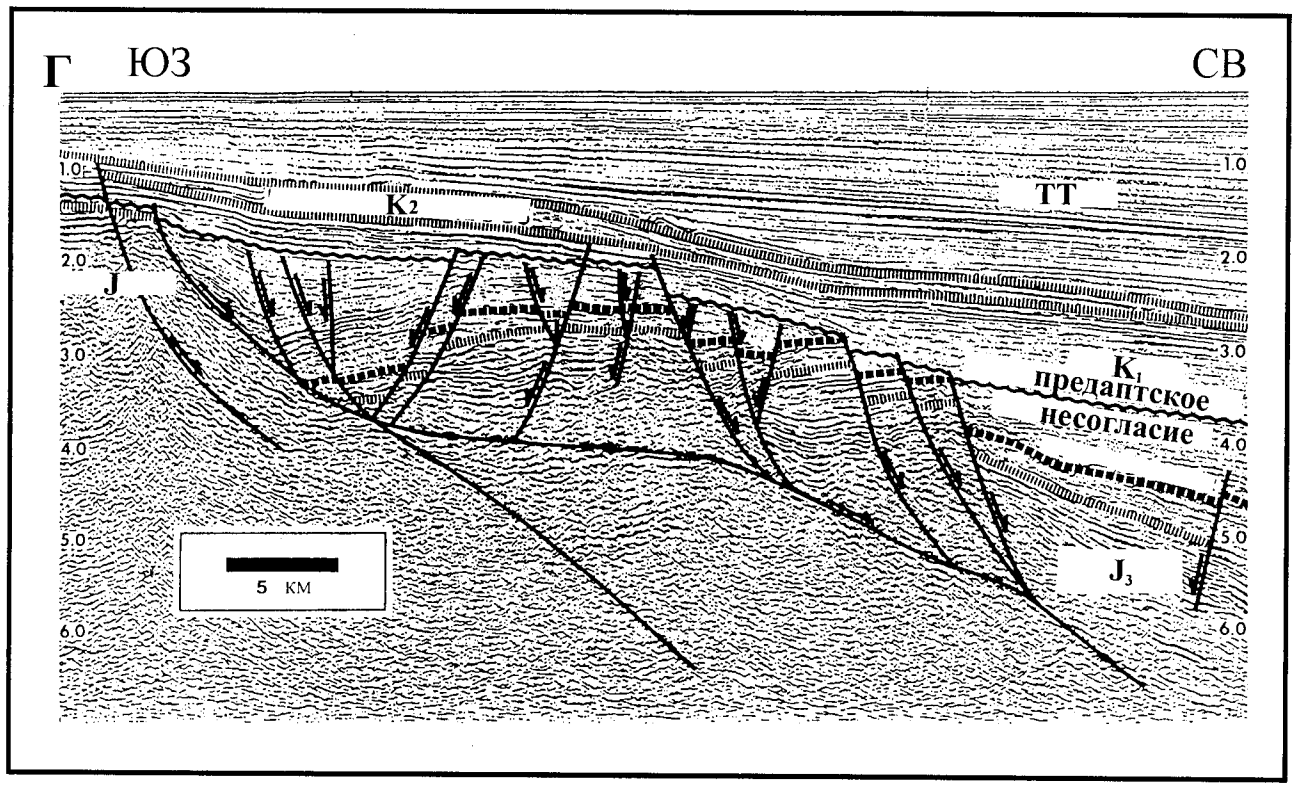


Рис. 1.4. (продолжение)

В: Листрический сброс и связанный с ним полу-грабен (в левой части рисунка) и система разрывов домино на сейсмическом (мигрированном) разрезе и его геологической интерпретации в области к северу от Шотландии

Г: Сейсмический (мигрированный) разрез в районе Большой Банки, Ньюфаундленд

http://jurassic.ru/

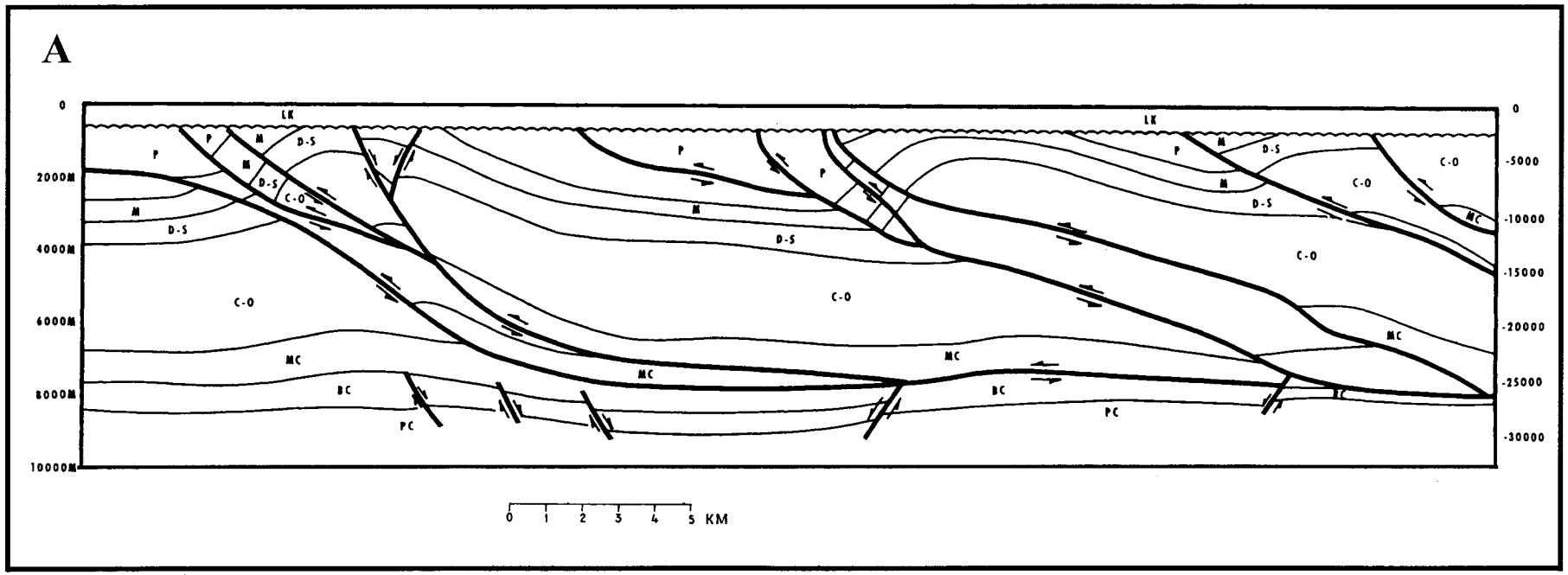


Рис.1.5. Парагенез сорванных складчато-надвиговых структур, по [Lowell, 1985]

А: Строение зоны надвигов и складок Южных Аппалачей под чехлом нижнемеловых отложений по сейсмическим данным. Главная поверхность срыва находится в толще нижнего кембрия непосредственно над фундаментом; возраст - индексы на рисунке, М - мисисский, Р - пенсильванский

http://jurassic.ru/

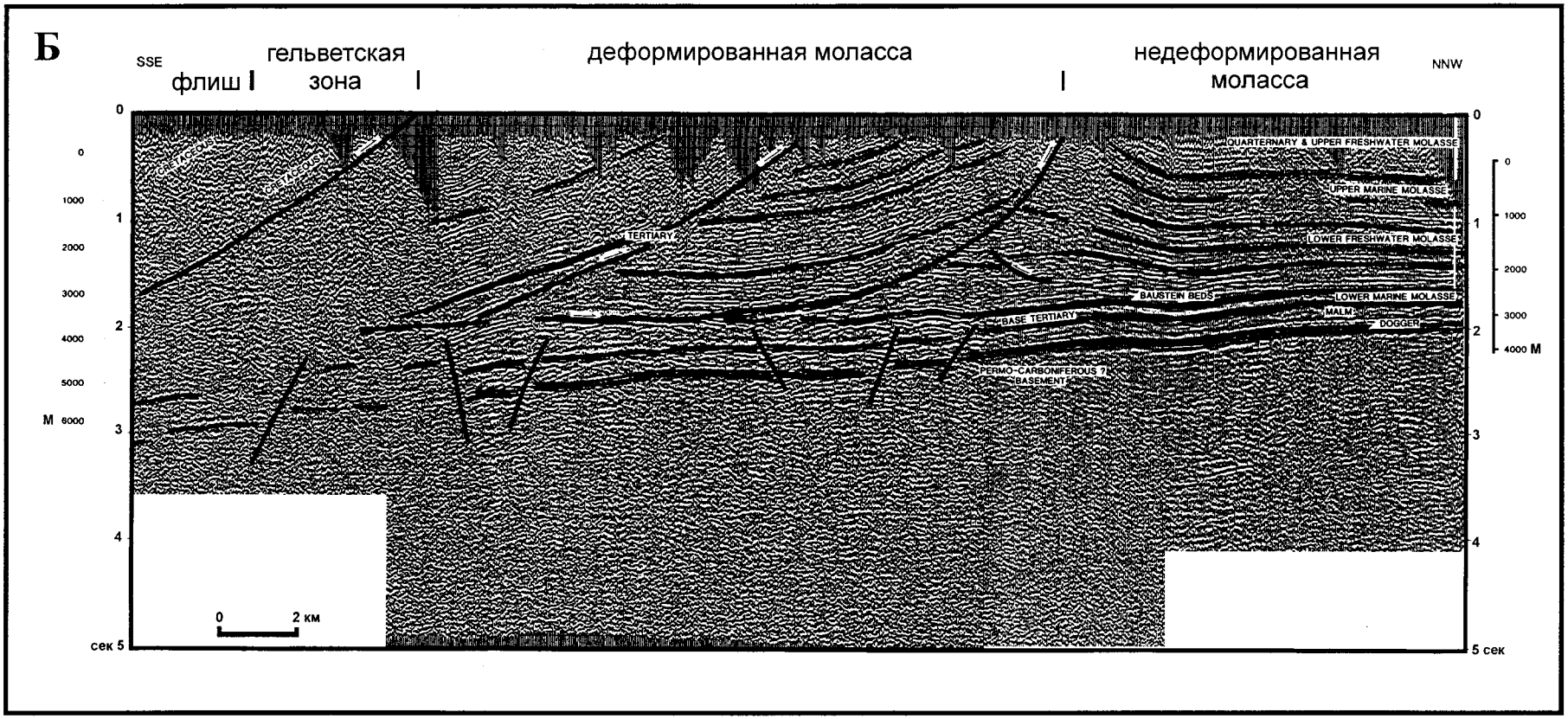


Рис. 1.5. (продолжение) Б: Сейсмический разрез через фронтальную зону Альп и молассовую впадину приблизительно в 100 км к западу от Мюнхена, показывающий надвигание альпийских покровов на форланд

http://jurassic.ru/

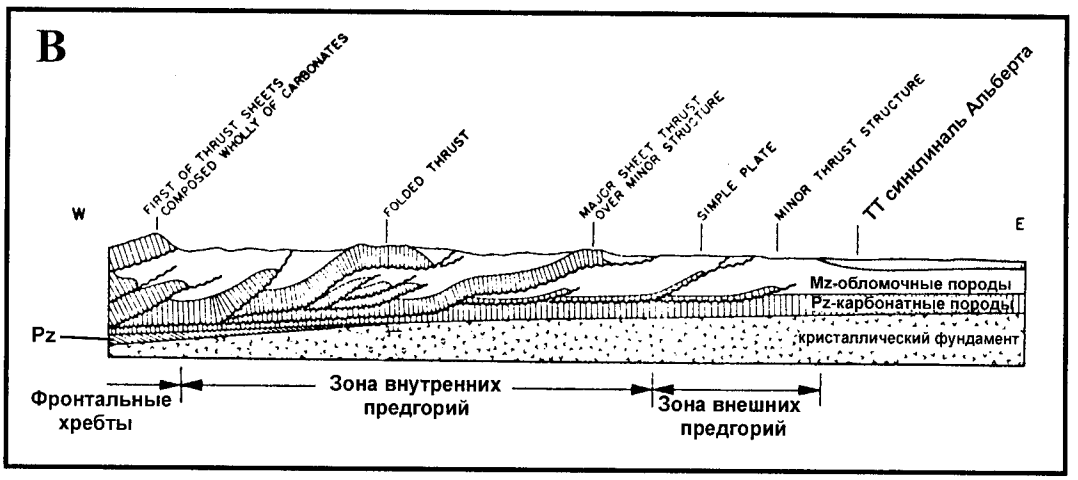


Рис. 1.5. (продолжение) В: Схематический разрез через предгорную систему Альберты, показывающий надвигание покровов и чешуй палеозойских и мезозойских пород на форланд, включая кристаллический фундамент

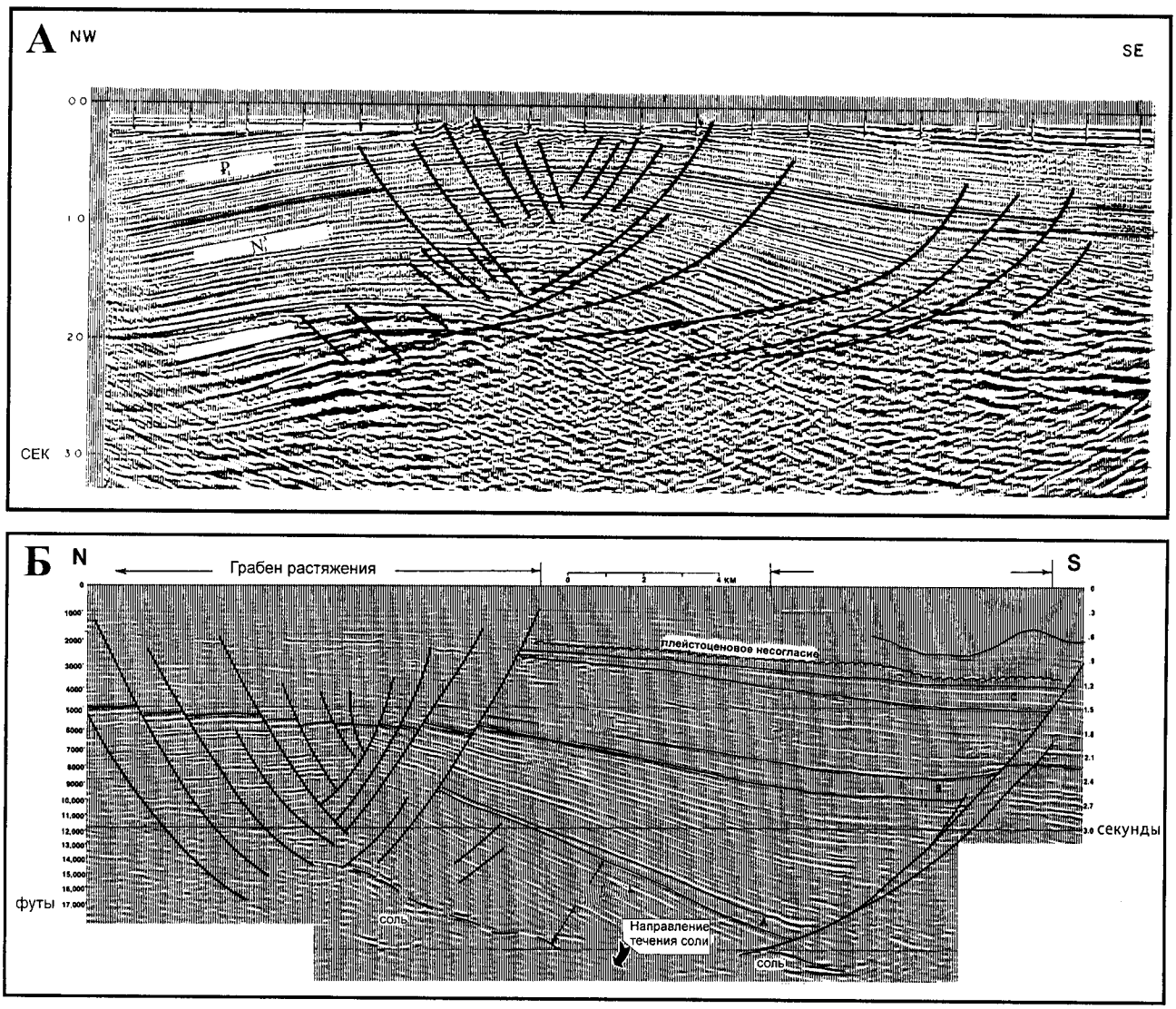


Рис.1.6. Структуры парагенеза сбросов с элементами срыва (соскальзывания), по [Lowell, 1985]

А: Сейсмический (мигрированный) разрез через структуру Самаранг, западная прибрежная зона Sabah

Б: Сейсмический (мигрированный) разрез в прибрежной зоне Луизианы, показывающий систему встречных листрических разрывов в крыльях грабена, образованного за счет латерального оттока соли

http://jurassic.ru/

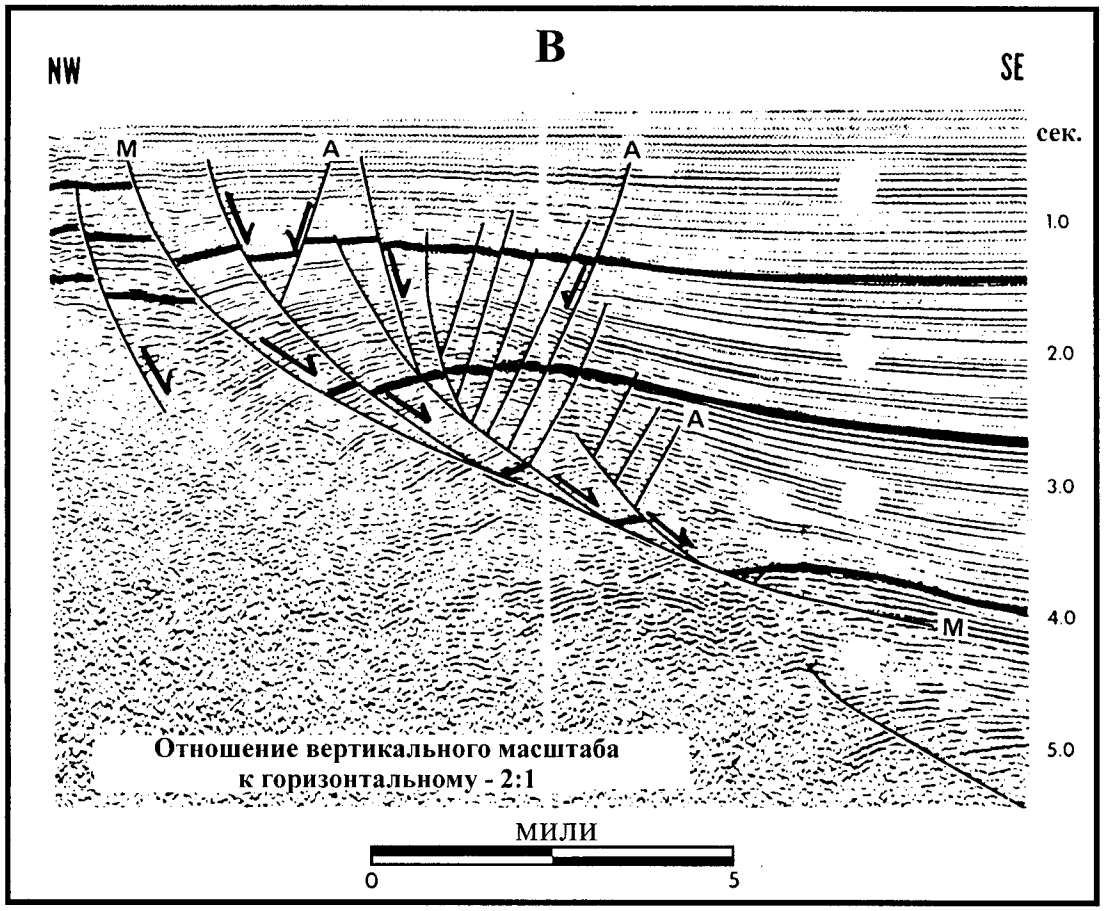


Рис. 1.6. (продолжение) В: Система конседиментационных сбросов и сопровождающих их структур в третичных отложениях впадины Галф Кост на территории Южного Техаса
М – главный сброс, А – антитектические сбросы

1.2.4. Влияние климата и крупных речных систем на формирование ОБ

Из числа факторов не тектонической природы, накладывающих отпечаток на условия накопления, а частично и на вторичные процессы в осадочной толще бассейна, одно из первых мест принадлежит климату. Климатический фактор влияет на разные стороны осадконакопления, а также постседиментационных преобразований пород, что было подчеркнуто Н.М.Страховым, выделившим несколько зависящих от климата типов литогенеза [Страхов, 1963]. Подробнее мы остановимся на этом вопросе позже. Здесь же отметим, что климат ощутимо влияет, в частности, на интенсивность сноса вещества в ОБ. В результате этого ОБ, находящиеся в одинаковой тектонической позиции, могут сильно различаться по составу и особенно мощности осадочного заполнения. Климат, естественно, действует в комбинации с другими экзогенными факторами. Из них на мощность осадков прежде всего влияют морфология ОБ, размеры водосборной площади и характер окружающего рельефа (который, строго говоря, есть функция тектонического положения ОБ). Но влияние и этих весьма мощных факторов нередко подавляется действием климата. Наглядной иллюстрацией служит система глубоководных желобов Тихого океана, соседствующих с Южноамериканскими Андами: несмотря на колоссальный контраст рельефа, осадконакопление в них идет медленными темпами, так как вследствие аридного климата снос с высокогорных Анд в западном направлении минимален (дефицит аккумулируемого здесь материала, по-видимому, усугубляется также его выносом за пределы желоба).

Еще одним важным не тектоническим фактором служит снос вещества, зависящий от особенностей, в том числе и от размеров, прилегающей к ОБ суши. Наиболее ярко в этом отношении проявляются дельты и конуса выноса (deep-sea fans) крупных рек, имеющих большие водосборные площади, о чем уже упоминалось выше. Возникает вопрос, как их квалифицировать: как самостоятельные ОБ или как элемент (комплекс пород) в пределах каких-то других ОБ? Ответить на этот вопрос можно по-разному, и выше об этом частично уже говорилось.

С одной стороны, для классификации, построенной на тектонической основе, указанные образования явля-

http://jurassic.ru/

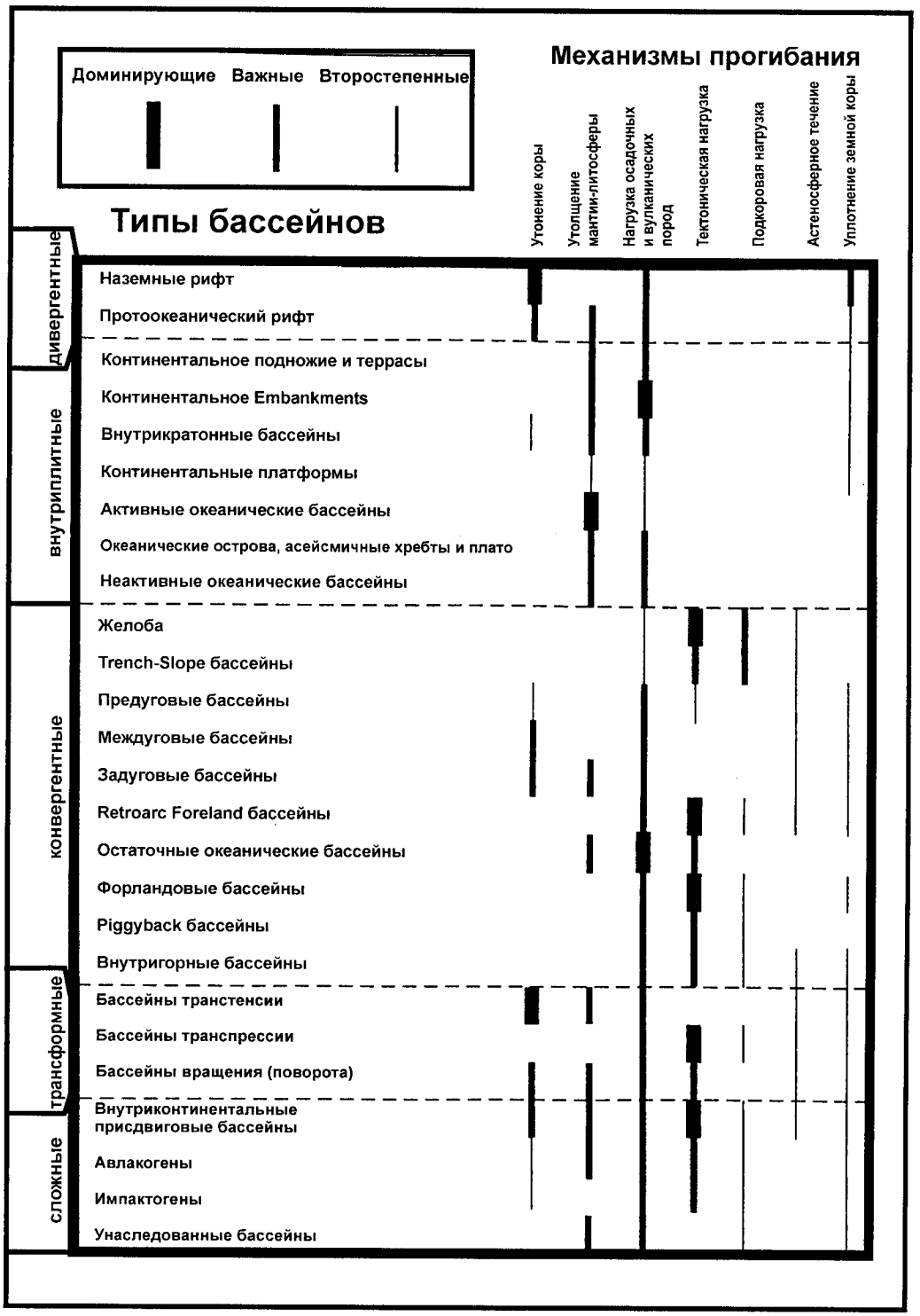


Рис.1.7. Глубинные механизмы (модели) формирования осадочных бассейнов, по [Busby, Ingersoll, 1995]

ются транзитным элементом не тектонической природы. Это – седиментационные обстановки, причинно не связанные с тектонической спецификой тех мест, где происходит накопление отложений. Они встречаются в разных тектонических условиях. Так, конус Амазонки расположен на краю Южно-Американской платформы и главным образом на площади континентального склона, подножья и ложа Атлантического океана; конус Ганга (Бенгальский конус – самый крупный современный конус в мире) расположен в системе передового прогиба, распространяясь за пределы последнего в область ложа Индийского океана. Огромная масса материала, выносимого р.Миссисипи, заполняет перикратонную впадину Мексиканского залива. Два крупней-

http://jurassic.ru/

ших конуса Средиземного моря – рек Нила и Роны, с мощностью плиоцен-четвертичных отложений 4.5 км и 3 км, соответственно, также занимают разное тектоническое положение: конус, продолжающий дельту Нила, практически целиком находится на погруженном краю Африканской платформы, которая прослеживается, как минимум, до Средиземноморского вала и до которой распространяются отложения конуса; конус Роны, перекрывая зону континентального склона, основной своей массой выходит в область с субокеанической корой Болеарского (Болеарско-Прованского) бассейна [Bellaiche, Mart, 1995]. Наконец, дельта Волги – это элемент платформенной впадины (ОБ) Северного Каспия, или Каспийского бассейна, если рассматривать совокупность Каспийских бассейнов, как единый ОБ.

С другой стороны, это настолько значительные по объему комплексы, что многие типичные ОБ рядом с ними выглядят структурами скромного масштаба. Но главное другое: мощность и размеры осадочных тел такого размера приводят к тому, что они становятся серьезным тектоническим фактором, влияющим на изостазию и обусловливающим характер литогенетических процессов, флюидного режима и многого другого, иными словами они сами формируют крупные тектонические структуры – самостоятельные осадочные бассейны. В перечне типов ОБ они выделены в самостоятельную группу (Д), независимую от остальных геодинамических обстановок.

1.2.5. Мощность осадочного чехла

Мощностью осадочного чехла определяются особенности многих процессов, идущих в ОБ. Прежде всего это характер вторичных преобразований пород, перераспределение и концентрация различных компонентов (включая образование рудных тел и углеводородных залежей), термический режим и т.д. Мощность чехла сильно варьирует в осадочных бассейнах разного типа, отличающихся друг от друга темпами прогибания и преобладающими обстановками осадконакопления (рис.1.8).

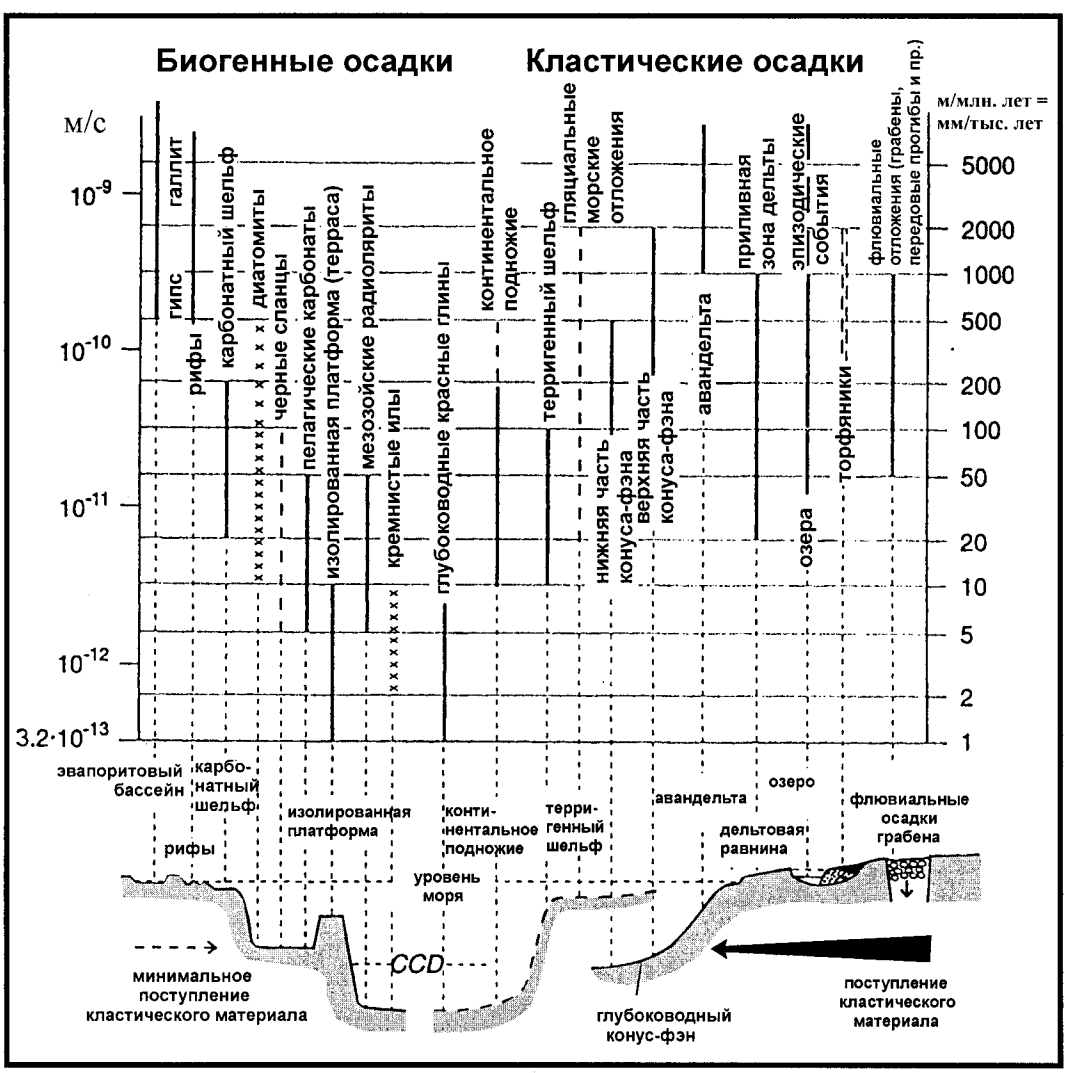


Рис.1.8. Характерные скорости осадконакопления в различных обстановках, по [Einsele, 1992]

http://jurassic.ru/

Два обстоятельства, имеющих непосредственное отношение к мощности осадочных пород, следует подчеркнуть особо. Здесь мы их только упомянем, подробнее же они разбираются в специальных разделах книги. Во-первых, мощность, наблюдаемая в разрезах, и первичная мощность осадконакопления – это два разных параметра, что объясняется уплотнением пород, величина которого зависит прежде всего от трех факторов – состава осадков, времени накопления и веса вышележащих пород (глубины погружения). Остальные факторы (термический и гидродинамический режим ОБ, поступление глубинных флюидов и пр.) вносят свой вклад, но на фоне этих главных играют второстепенную роль. Во-вторых, скорость формирования осадочной толщи во времени непостоянна и, главное, в осадконакоплении всегда имеются лакуны, связанные с явными и, в большей степени, со скрытыми перерывами и интервалами, в течение которых седиментации не происходило или накопившиеся осадки не "закрепились" в разрезе (об этом подробнее см. в главе 2).

1.2.6. Моногенные и полигенные осадочные бассейны

История формирования любого ОБ – от его заложения до современного состояния соответствует одному из двух вариантов.

Один вариант относится к случаям, когда тектонический режим и геодинамическая позиция ОБ за время его формирования (которое может быть и длительным, и коротким) принципиальным образом не менялись. Например, Парижский бассейн на протяжении всей своей истории (в мезозое и кайнозое) оставался впадиной эпипалеозойской платформы; он не испытал существенного изменения тектонического режима. Такие ОБ предлагается называть моногенными бассейнами, или монобассейнами. Понятно, что чем короче история формирования ОБ (чем моложе время его заложения), тем чаще этот ОБ остается монобассейном.

Другой вариант соответствует условиям, когда тип ОБ в ходе его истории изменяется. Это приводит к образованию вертикальных (временных) рядов тектонических режимов и отображающих их комплексов пород (формаций и пр.). Например, история Московской синеклизы состоит, как минимум (если пренебречь длительными эпохами поднятия и размыва, в том числе послемеловой-современной), из двух частей: 1) ранней стадии (рифтовой, в интервале рифей – ранний венд) и 2) поздней стадии (режим внутренней впадины (синеклизы) древней платформы в интервале поздний венд – мел). Примером еще более сложной истории служит Днепрово-Донецкая впадина (авлакоген), где только рифтогенез повторялся дважды: в рифее (по крайней мере в ее восточной части) и в девоне. Такого рода ОБ предлагается называть полигенными бассейнами, или полибассейнами (polyhistory (sedimentary basins).

Таким образом, с точки зрения истории формирования вся совокупность ОБ делится на две группы: 1)моногенные осадочные бассейны, или монобассейны (мОБ) и 2)полигенные осадочные бассейны, или полибассейны (пОБ). Для более дробного подразделения истории ОБ можно пользоваться термином "этап"; для обозначения комплексов горных пород, отвечающих этапу, в американской и вообще англоязычной, а в последние годы иногда и в отечественной литературе употребляется термин "последовательность" (sequence).

1.3. Характерные особенности строения и развития некоторых типов осадочных бассейнов

В этом разделе с различной детальностью описываются отдельные типы ОБ. Целью раздела не является систематическое описание осадочных бассейнов. Подчеркиваются лишь некоторые черты ОБ, по тем или иным причинам оказавшихся в сфере интересов автора. Материал, относящийся к характеристике отдельных типов осадочных бассейнов и дополняющий данную главу, помещен также в главе 2, где специально рассматриваются особенности седиментогенеза в бассейнах растяжения, изгиба и сдвига. Вопросы моделирования и механизмы формирования осадочных бассейнов различного типа описаны в главе 6.

1.3.1. Осадочные бассейны (синеклизы) древних платформ

Синеклизы древних платформ формируются в наиболее стабильных тектонических условиях на консолидированной коре кратонов и представляют собой крупнейшие отрицательные платформенные структуры. Они обладают замкнутым контуром и изометричной – овальной или даже почти округлой формой в плане, но имеются также синеклизы удлиненной и "разлапистой" формы, которые обычно развиваются над рифтами или системами рифтов и в сглаженном виде повторяют очертания последних. Мощность осадочного чехла варьирует в широких пределах, но редко превышает 5-6 км. В структурном отношении синеклизы, как правило, мало выразительны: в разрезе для них характерна плоская – блюдцеобразная форма с наклоном слоев (за исключением локальных зон дислокаций) не больше долей градусов и первых градусов. Однако на тектонически более активных кратонах встречаются отступления от этого правила. Например, бассейн Офисер Австралийской платформы имеет не блюдцеобразную, а асимметричную форму. Вдоль одного из его бортов (северного, на границе с приподнятым блоком Масгрейв), контролируемого крутой системой взбросов, происходит резкое, с перепадом до 10 км, погружение фундамента [Lindsay, Leven, 1996].

http://jurassic.ru/

Большинство крупных синеклиз с длительным развитием относится к числу полигенных ОБ (полибассейнов): их формирование начиналось с образования рифта. В некоторых синеклизах рифтовый режим повторялся и позже. Один из многочисленных примеров – синеклизы Восточно-Европейской платформы, в основании которых находятся рифтовые структуры рифейско - вендского и затем девонского возраста.

В работе [Гарецкий, Нагорный, 1987] предложена систематизация синеклиз, учитывающая их расположение по отношению к авлакогенам и особенности состава осадочного чехла (в первую очередь наличие или отсутствие траппового вулканизма).

Важная особенность синеклиз древних платформ (и кроме них также перикратонных впадин) состоит в том, что, хотя здесь встречаются ОБ с различным диапазоном времени формирования, но именно к этой группе относятся ОБ с наиболее длительной историей (которая может начинаться с разных уровней протерозоя) и осадочными чехлами большого стратиграфического диапазона и сложного строения. В зависимости от тектонического режима платформы, чехлы могут быть более полными или, наоборот, сильно редуцированными. Но в целом их типичной особенностью является прерывистость – деление на крупные комплексы, разделенные длительными перерывами (рис.1.9, 1.10 А, Б).



Рис.1.9. Осадочные бассейны Южной Америки, по [Milani, Zalan, 1999]

http://jurassic.ru/

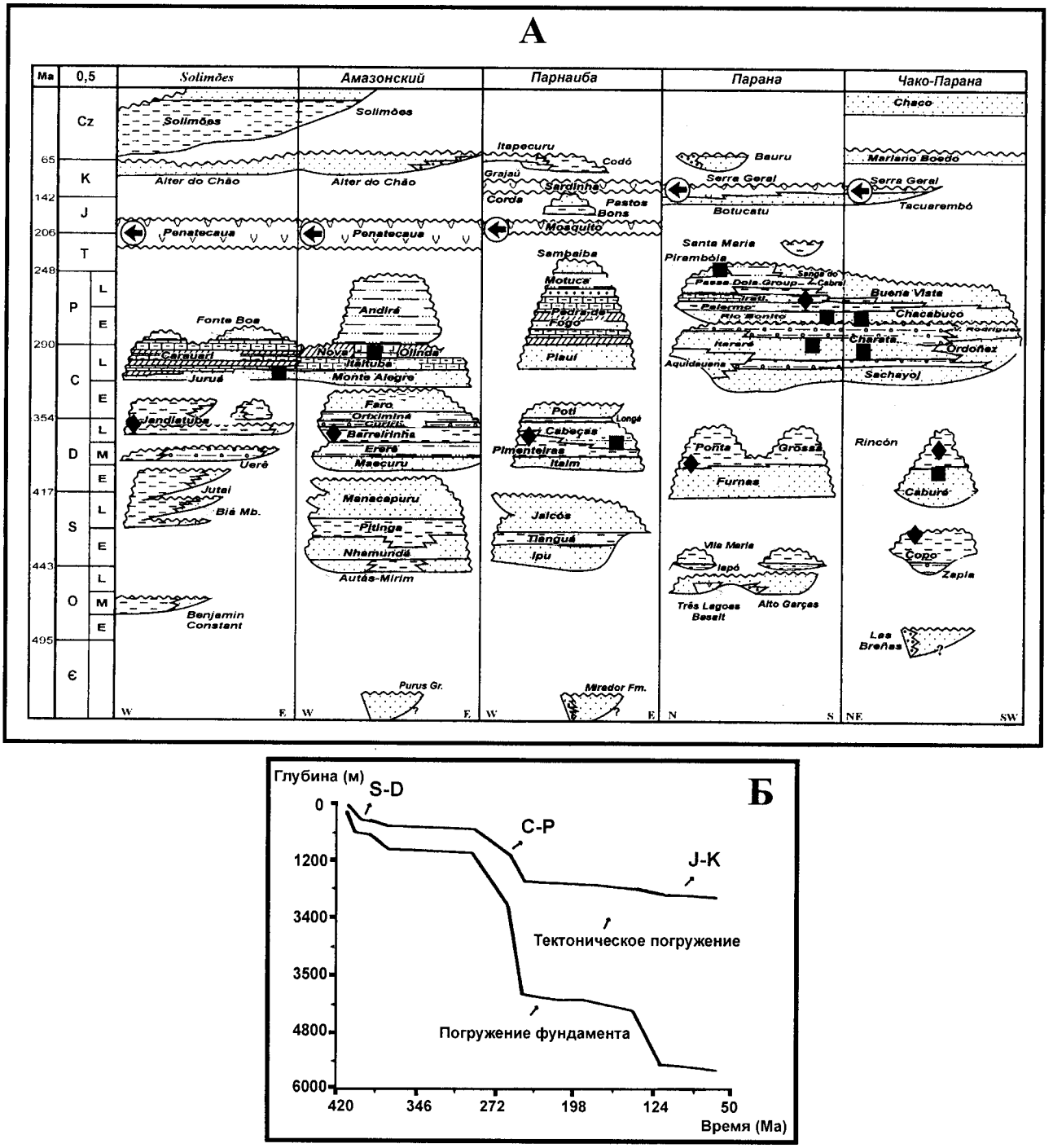


Рис.1.10. А: Комплексы чехла осадочных бассейнов (синеклиз) Южно-Американской платформы, по [Milani, Zalan, 1999] (англ. – названия формаций);

Б: Кривая опускания в осадочном бассейне Парана, иллюстрирующая неравномерность процесса, по Zalan et al. из работы [Busby, Ingersoll, 1995]

В отечественной литературе они могут фигурировать также под названием структурно-формационных комплексов, ритмов, циклов и пр. В зарубежной литературе их эквивалентом служит термин американского происхождения "последовательность" или "мегапоследовательность" (sequence, megasequence); в последние годы он иногда применяется и у нас (данные термины приложимы, конечно, не только к синеклизам, но и к другим типам ОБ с многостадийной историей формирования).

Комплексы (последовательности) соответствуют главным этапам развития синеклизы. Комплексы могут отличаться ареалами распространения, структурным

http://jurassic.ru/

планом (планом размещения структурных элементов, фаций и мощностей). Обычно и комплексы и разграничивающие их перерывы выделяются в масштабе платформы, хотя в каждой отдельной синеклизе не обязательно представлены все члены суммарного разреза. В качестве примера на рис. 1.11 приведен разрез Иллинойской синеклизы (бассейна) Северо-Американской платформы, который с вариациями повторяется на всей ее площади. Более того, некоторые из рубежей в истории синеклиз и платформ повторяются на других платформах и имеют глобальное распространение, отвечая глобальным эпохам и фазам тектонической активности [Леонов Ю., 1976, 1980; Sloss, 1988].

Синеклизы древних платформ представляют собой области с наиболее спокойно залегающими слоями чехла, хотя на тектонически более активных платформах роль и интенсивность дислокаций несколько возрастает. Структурные формы разных порядков, встречающиеся в синеклизах, описаны в многочисленных работах, и нет необходимости на них останавливаться. Что касается разрывных и пликативных нарушений, то благодаря изолированности и слабой структурно-морфологической выраженности эти платформенные дислокации, на первый взгляд, могут производить впечатление бессистемных, не связанных друг с другом. Однако целенаправленное изучение структур разного масштаба позволяет, как правило, выявить закономерные структурные парагенезы, служащие основой для реконструкции кинематической и динамической обстановок их образования.

Специально подчеркнем, что признаки заметных по интенсивности деформаций, возможно, наблюдаются в основании некоторых синеклиз, на глубинах развития осадочных и вулканических толщ начальной – рифтовой стадии. К ним относятся, прежде всего, структуры, образовавшиеся в обстановке сдвига. Но иногда отмечаются также признаки взбрасывания и надвигания, затрагивающих, возможно, фундамент и низы чехла и вызванных, по-видимому, сжатием во время инверсии соответствующих рифтовых структур. Некоторыми авторами [Соколов и др., 1994] подобная ситуация, с которой связывают перспективы нефте- и газоносности, предполагается (но достоверными данными пока, кажется, не подтверждена) в глубоких горизонтах ряда синеклиз Русской плиты.

1.3.2. Линейные впадины и инверсированные авлакогены древних платформ

К данной категории платформенных ОБ относятся впадины, возникшие над авлакогенами (древними рифтами) и, в отличие от синеклиз, имеющие унаследованную от рифта отчетливо линейную форму в плане. Таким образом, форма является внешним признаком, отличающим их от синеклиз. Но различия между ними, как правило, глубже: линейные впадины могут отличаться в структурном отношении (в общем случае линейным типом структуры, срывами при наличии солей и т.д.); часто большой мощностью осадочного чехла – до 10 км и больше, как, например, 14 км в бассейне Амадеус, Австралия; иногда развитием мощных толщ солей (что, возможно, прямо или косвенно связано с особыми свойствами литосферы и геодинамическим режимом); и в целом тем, что многие из них на протяжении истории их формирования служили ослабленными зонами и концентраторами напряжений в литосфере платформ.

Строго говоря, следуя первоначальному пониманию термина [Шатский, 1964], авлакогенами следовало бы называть эти линейные структуры в целом, начиная с рифта в их основании и до сменяющих его вверх по разрезу линейных впадин. Однако в современной литературе смысл термина "авлакоген" исказился и сузился, и чаще, особенно в иностранных работах, он применяется как синоним только рифта в основании впадин. Это, безусловно, плохо, так как в первоначальном понимании он удачно отражал характерную связь линейной платформенной впадины ("рожденная бороздой") с рифтом, обусловившим, если и не возникновение впадины, то, во всяком случае, ее местоположение.

Осадочные, или вулканогенно-осадочные породы рифта, залегающие в основании описываемых впадин, могут иметь различную тектоническую структуру: в одних случаях они не деформированы и сохраняют первичное залегание, в других – деформированы, превращены в складчатые комплексы со структурой различной сложности. Это в основном не имеет отношения к обстановке собственно эпохи рифтообразования, а зависит от геодинамических условий на данном участке платформы в ходе пострифтовой (эпирифтовой) истории. В итоге возникают два типа линейных впадин: а) с недеформированными рифтогенными комплексами в основании (так называемые неинверсированные авлакогены); б) с деформированными рифтогенными комплексами, крайним выражением которых являются внутриплатформенные зоны деформации, или инверсированные авлакогены; при этом интенсивность деформации бывает самой разной. Вся гамма таких структур описывается, например, на Восточно-Европейской платформе [Грачев и др., 1994].

В некоторых протяженных системах линейных впадин наблюдается последовательная смена интенсивности и стиля деформации по простиранию – от участков с ненарушенной первичной структурой до участков с почти альпинотипными деформациями, что, по-видимому, объясняется различной величиной и/или ориентировкой деформирующих сил на этапах пострифтовой истории этих элементов. Хорошим примером такого рода служит Припятско-Днепровско-Донецко-Туаркырская система, представляющая собой девонский (главным образом среднедевонский) рифтовый пояс с расположенными над ним линейными впадинами

http://jurassic.ru/

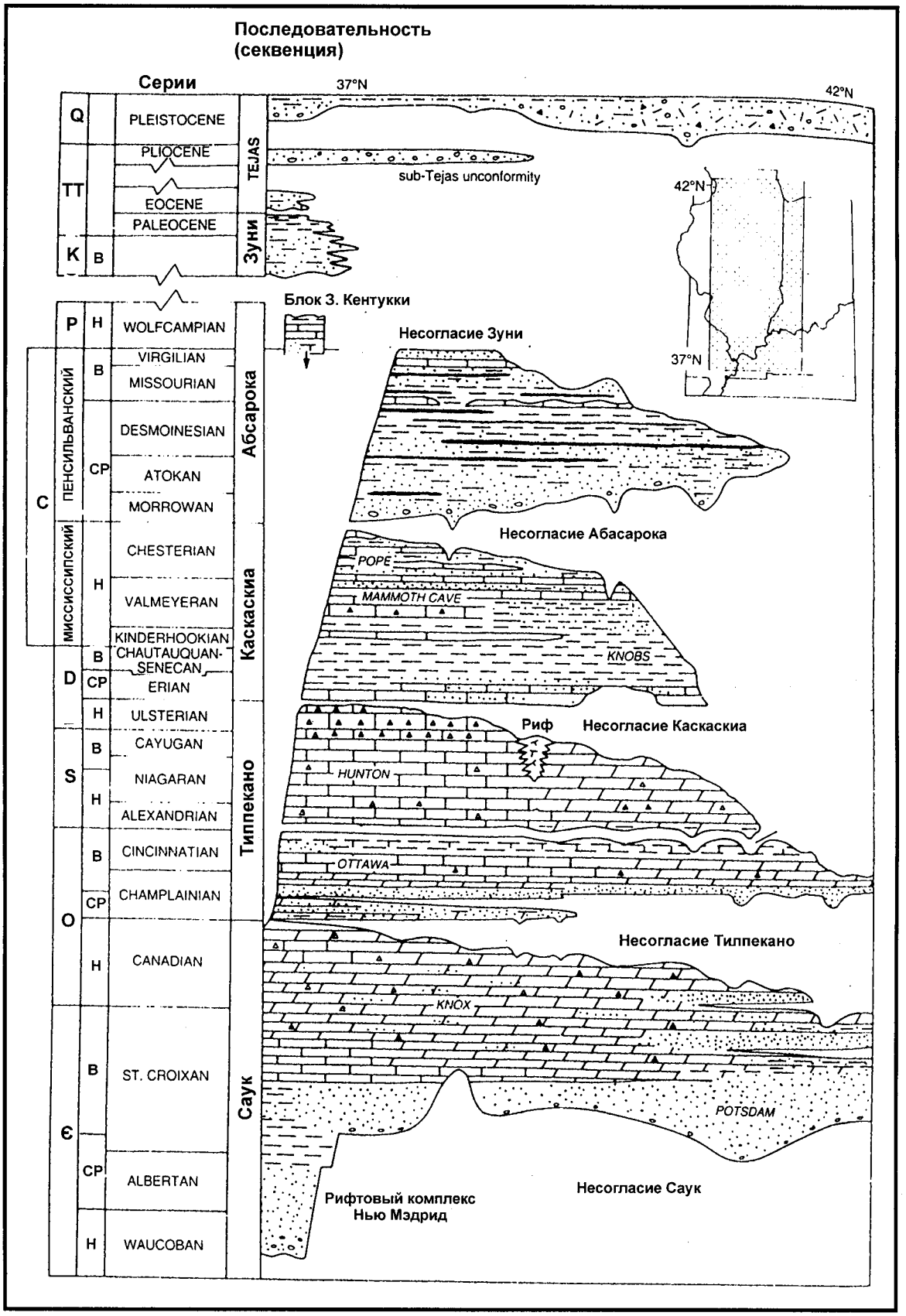


Рис.1.11. Строение осадочного чехла бассейна Иллинойс, США: последовательности (sequences) и несогласия, по Buschbach, Kolata из работы [Busby, Ingersoll, 1995]

http://jurassic.ru/

[Волож и др., 1999]. Послерифтовая история этого пояса оказалась разной и это отражено в структуре на разных его отрезках. Припятско-Днепровско-Донецкая система (территория Припятского грабена и Днепровско-Донецкой впадины) осталась недеформированной, рифт здесь унаследован линейной платформенной впадиной. Донбасс-Элистинский сегмент испытал внешне эффектную деформацию, но сосредоточенную только в чехле. В Северобузачинском-Мангышлакском сегменте деформирован и чехол и фундамент. Наконец, в Туаркыре деформация была максимальной: фундамент и чехол смяты здесь в чешуйчатые покровные складки.

Линейные впадины по определению представляют собой полигенные ОБ. При их формировании происходит смена в вертикальном разрезе двух или более тектонических режимов – рифтового (который может к тому же возникать повторно, приводя к формированию так называемых телескопированных рифтов) и линейной платформенной впадины. Кроме того, может также иметь место инверсия с образованием складчатого сооружения.

Инверсия авлакогенов обычно устанавливается по структурным особенностям осадочного чехла. Деформация, очевидно, должна затрагивать и фундамент, и, возможно, даже прежде всего фундамент (консолидированную кору, в которой передается действие сил). Однако в фундаменте соответствующие структуры удается наблюдать реже. Но именно такой инверсией движений (сменой растягивающих усилий на сжимающие) объясняются случаи развития взбросов, а иногда и надвигов в фундаменте на краях авлакогенов, приводящих к наблюдаемому (или предполагаемому) перекрытию осадочных пород, заполняющих авлакогены, на их нижних уровнях блоками и пластинами фундамента. Такая структура, как было отмечено выше, иногда предполагается в авлакогенах и некоторых других ОБ Русской плиты [Соколов и др., 1994]. Некоторые авторы связывают формирование приблизительно такого же типа структур с гравитационным соскальзыванием блоков фундамента с бортов к центру авлакогена. Такая схема предложена, например, для района месторождения Белый Тигр-Коншон на Зондском шельфе (ЮВ Азия) [Арешев и др., 1997]; этот район расположен в окраинной части континента и ситуация там в деталях отличается от внутренних частей платформ, но принципиальная схема, если она только верна, может иметь общее значение. Данные структурные соотношения привлекают внимание, потому что представляют особый – нетрадиционный тип ловушек нефти и газа.

1.3.3. Перикратонные впадины и аналогичные им ОБ с "безгранитной" корой

Осадочные бассейны, относящиеся к этой категории, представляют собой глубочайшие континентальные впадины. Их признаки: максимальная для ОБ мощность осадочного чехла, превышающая 12-15 км и доходящая до 20 и более км; типичное для них развитие мощных соленосных толщ и, как следствие, соляной тектоники; сильно редуцированный "гранитный слой" коры; огромные запасы углеводородов.

Следует также заметить, что при огромной суммарной мощности осадочной толщи характерные мощности отдельных составляющих ее частей значительны, но не экстраординарны. В отличие от некоторых других ОБ, для которых характерны лавинные скорости седиментации в отдельные эпохи (например, в Южно-Каспийской впадине в плиоцене – квартере), здесь этого не наблюдается и мощный суммарный разрез обусловлен в основном длительностью и относительной непрерывностью прогибания и осадконакопления (что отличает этот тип ОБ от синеклиз древних платформ). Ярким примером сказанного служит Центрально-Прикаспийская депрессия перикратонной Прикаспийской впадины (см. также главу 6).

Если тектоническая и геодинамическая роль специфической коры в ОБ описываемого типа с редуцированным гранитным слоем обычно принимается во внимание, то принципиальное значение наличия мощного слоя солей чаще недооценивается. Между тем, в таких ОБ как Прикаспийская впадина, впадина Северного моря, Мексиканская впадина и других им подобных он становится важнейшим тектоническим фактором не только в смысле проявления галокинеза, но и как мощный слой с пластическими свойствами – нечто вроде внутрикоровой астеносферы, по выражению Ю.А.Воложа, влияющей на многие особенности коры, в том числе на ее изостатические свойства (служит региональным уровнем изостатического выравнивания).

Еще одно следствие наличия соленосных горизонтов – это типичное для данного типа бассейнов аномально высокое пластовое давление (АВПД) в подсолевых толщах и вообще аномальное распределение здесь давления, что влияет на потоки флюидов и размещение углеводородов. Решение некоторых связанных с этим обстоятельством задач, имеющих большое прикладное значение, предлагается в главе 6.

Специальной проблемой является происхождение мощных соленосных толщ указанного типа. Они встречаются в определенных тектонических обстановках – в глубоких впадинах с подвергшейся деструкции корой. К их числу принадлежат перикратонные впадины с редуцированной гранитной корой, палеорифтовые системы и наследующие их линейные впадины древних платформ, осадочные бассейны пассивных окраин; общей характерной чертой этих структур является то, что процесс их формирования обязательно включал этап рифтообразования. Представляется, что господствующие представления о генезисе солей (не всех вообще, а только данного типа) путем извлечения компонентов из обычной морской воды в соответствии с эвапоритовой моделью не объясняют многих их осо-

http://jurassic.ru/

бенностей и, в первую очередь, их сосредоточение только в структурах определенного типа. На это обращали внимание некоторые исследователи, предлагавшие свои концепции взамен или дополнительно к эвапоритовой модели солеобразования [Беленицкая, 1989, 2000; Джинориде, 1987; Созанский, 1973 и др.]. Приведенные ими доводы показывают, что образование солей является, скорее всего, результатом более сложного процесса, в котором ведущая роль принадлежит геодинамическому режиму, обеспечивающему поступление в бассейн солеобразующих компонентов в необходимых количествах. На взгляд автора, наиболее удачно проблема решается в рамках регенерационной (рециклинговой), или рассольно-регенерационной модели галогенеза, предложенной Г.А.Беленицкой [Беленицкая, 1989, 2000; Литогеодинамика..., 1998]. Эта модель "предполагает в качестве одного из важных процессов интенсивную, инициируемую геодинамической активностью восходящую разгрузку в бассейны седиментации рассольно-солевых масс – высококонцентрированных рассолов (в том числе металлоносных), углеводородов, солей (глубинных производных более древних погребенных галогенсодержащих систем)" [Беленицкая, 2000, с. 67]. Но вообще речь идет о крупной и принципиально важной проблеме, заслуживающей обстоятельного анализа.

1.3.4. Осадочные бассейны (впадины) молодых платформ

В структурном отношении ОБ молодых платформ не очень сильно отличаются от синеклиз древних платформ, но ряд различий имеется, достаточных для выделения их в особый тип ОБ. Изредка их описывают под специальным названием "койлогены", широко не прижившимся, но время от времени используемым термином, введенным Т.Н.Спижарским.

От синеклиз с полной историей (с протерозойским - фанерозойским возрастом отложений) их отличает стратиграфический диапазон чехла. На платформах с каледонским основанием нижние горизонты осадочного чехла имеют наиболее древний возраст – начиная с девона и выше, в остальных случаях это пермь и, чаще, триас и юра. Соответственно, их геологическая история и строение разреза отличаются, в общем случае, простотой и монотонностью. Осложнения в разрез и в структуру вносят, во-первых, нижние горизонты чехла, во-вторых, комплексы, залегающие между очевидным фундаментом и чехлом. Те и другие рассматриваются в качестве переходных или промежуточных комплексов (этажа), но понимание его несколько варьирует на разных платформах, а иногда и у разных авторов.

Тектоническая природа переходных комплексов представляет наиболее интересную проблему молодых платформ, в том числе и методическую. В ней фокусируются разночтения в определении границы фундамента и чехла на основании геологических и геофизических данных. Хорошей иллюстрацией этого служит Западно-Сибирская платформа.

В какой-то мере указанная проблема существует и в отношении древних платформ. Но там она не стоит так остро, прежде всего, по следующей причине. На молодых платформах и с точки зрения геологической истории, и судя по петрофизическим свойствам пород, переход от доплатформенного этапа к платформенному менее резок и временной перерыв меньше, чем на древних платформах. Не все связи между фундаментом и чехлом здесь обрываются, поэтому и тектоническая унаследованность считается, начиная с работ А.В.Пейве, А.Л.Яншина, Р.Г.Гарецкого и других, типичной чертой именно эпипалеозойских платформ.

История впадин молодых платформ, как и древних, часто (а, возможно, и как правило) начинается с образования рифта, как это произошло в случае Западно-Сибирской платформы, Аквитанского бассейна, Парижского бассейна и других эпипалеозойских ОБ Западной Европы. Достаточно типичен также случай, когда впадины молодых платформ накладываются на передовые прогибы предшествующего этапа; примером может служить Нижнесаксонский бассейн Германии. В этих и аналогичных случаях описываемые впадины являются полигенными (пОБ).

Процессы формирования рифтов в основании молодых впадин сильно различаются по интенсивности. На одном краю ряда стоит Западная Сибирь и аналогичные ей впадины с интенсивным мощным рифтогенезом, почти приведшем (или даже приведшем) к полному разрыву коры, на другом – скромные по своим масштабам структуры рифтового типа в основании многих эпипалеозойских впадин Западной Европы. Например, в Парижском бассейне атрибуты триасового рифта присутствуют в очень ослабленном варианте: мощность отложений до 600м, имеются эвапориты, но соответственно также скромной мощности, и т.д. [Goggin et al., 1997]. Учитывая связь этих структур со сдвиговыми смещениями по системе разрывов Брэй, возможно, следует интерпретировать природу этих триасовых впадин как структуры пул-апарт, образовавшиеся в обстановке транстензии; впрочем наличие сдвиговой составляющей не отличает, как мы увидим дальше, данный рифт от большинства других рифтов.

1.3.5. Рифты

Рифты относятся к категории структур, занимающих особое место в процессах формирования ОБ, поэтому вопросы, связанные с этими структурами и рифтогенезом, многоплановы. Вопросы рифогенеза были и остаются одной из популярных тем в тектонике и геодинамике; интерес к рифтам в нашей стране если и не возник, то резко возрос, в основном начиная с работ Е.Е.Милановского в 60х годах. Литература по риф-

http://jurassic.ru/

там обширна; во многих работах содержится подробная библиография, например [Continental..., 1995; Rosendahl,1987]. Не повторяя хорошо известных сведений, мы остановимся лишь на некоторых наиболее существенных либо дикуссионных особенностях рифтогенеза. Относящийся к этой теме материал, имеющий более широкое значение, расматривается также дальше – в разделах "Явление унаследованности и его геодинамический смысл", "Пассивный и активный рифтогенез", "Осадочные бассейны растяжения". Описание физических механизмов и геодинамических моделей рифтогенных структур приведено в главе 6. Кроме того, практически в том же ракурсе, что и здесь, проблемы рифтов и рифтогенеза рассмотрены недавно в специальной статье [Леонов Ю., 2000].

Рифты представляют линейно вытянутые структуры и системы структур (продолжающих или кулисообразно подставляющих друг друга, ветвящихся и т.д.), представленные грабенами (разной морфологии и кинематики) и сдвиговыми структурами типа пул-апарт, образовавшимися в обстановке растяжения (грабены) либо транстенсии и транспрессии (структуры пул-апарт). Это определение отличается от привычного, но современное понимание строения и эволюции индивидуальных рифтов и систем рифтов действительно далеко ушло от первоначальных представлений о рифте как простом грабене, ограниченном сбросами.

Главным диагностическим признаком рифтов является тектоническая структура и геодинамический режим, в котором она сформировалась. Остальные признаки, такие как состав пород, заполняющих рифт, наличие и тип магматизма и пр., важны и многие из них выражены в рифтах достаточно характерно. Но все же по отношению к структурным признакам они вторичны, а главное не настолько постоянны, чтобы служить критерием выделения рифтов. Это относится также к типу коры в рифтовых поясах, которая обладает определенными чертами в современных рифтах, но применение этого критерия, как диагностического теряет смысл, когда речь идет о палеорифтах.

1.3.5.1. Древние и современные рифты

Можно считать, что служивший когда-то предметом дискуссии вопрос об идентичности современных и древних (fossil rift) рифтов давно решен положительно. При этом термины "авлакоген" и "палеорифт" рассматриваются как синонимы [Гарецкий, 1995]. Имеется много работ, посвященных сравнению морфологических, структурных, формационных и других особенностей рифтов разного возраста, включая современные, доказывающих их формирование в сходных геодинамических условиях и с близкой последовательностью этапов развития [Гарецкий и др., 1988; Ляшкевич, 1989; Nikolaev, 1999]. Вместе с тем, не всегда бывает легко обосновать принадлежность к рифту конкретных древних структур и комплексов пород.

Информацию о рифтах, находящихся в основании чехла осадочных бассейнов, дают геофизические, главным образом сейсмические данные. В некоторых случаях по этим данным с использованием приемов сейсмостратиграфического анализа можно получить адекватное представление о строении погребенных рифтовых впадин. Однако нередко, например, при большой мощности осадочного чехла, наличии в нем мощных вулканических толщ или солей и т.д., качество получаемой информации снижается, и тогда приходится довольствоваться более схематичным представлением о глубинных структурах, что вносит больший или меньший элемент неопределенности в отождествление их с рифтом.

Возможность субъективных оценок велика также тогда, когда рифт устанавливается на основании состава пород, считающихся индикаторами рифтового режима, и при отсутствии структурных признаков рифта. Помимо того, что представления о породах-индикаторах, в том числе магматических, вообще довольно размыты, в реальных ситуациях, особенно в складчатых поясах, эти породы часто представлены фрагментами, нередко к тому же претерпевшими тектоническую и метаморфическую переработку. Примером может служить выделение разновозрастных (рифейских, нижнепалеозойских, девонских) рифтовых комплексов в палеозоидах Урала [Иванов и др., 1989]. Поскольку структурная обстановка накопления этих пород в большинстве случаев не поддается реконструкции, их рифтовая природа остается под вопросом. По [Маслов,1994], это же относится к некоторым ранне- и среднерифейским толщам Южного Урала, так же как и к значительной части позднедокембрийских комплексов Северо-Американской платформы и восточных областей Восточно-Европейской платформы; представляются спорными заключения об их рифтовой природе, основанные на петрохимических и геохимических свойствах пород без достаточной информации о структурных и иных особенностях первичных седиментационных бассейнов.

Следует иметь в виду, что по характеру распределения мощности, не располагая данными о седиментационных особенностях бассейна, не всегда легко различаются следующие два варианта: а)синрифтовое заполнение впадин и б)консервация в рифтовых впадинах останцов более древних пород (их удобно назвывать "негативными останцами"), ранее залегавших плащеобразно, но уничтоженных эрозией за пределами рифтовых впадин. В таких случаях стратиграфический диапазон отложений, заполняющих рифтовую впадину, не идентичен времени формирования рифта, то есть они не являются синрифтовыми. Эта ситуация, когда возраст отложений в грабенах древнее эпохи рифтогенеза, распространена, возможно, шире, чем принято думать. Не исключено (и этот вопрос заслуживает специального изучения), что такие соотношения имеют место в случае рифейских отложений, выполняющих

http://jurassic.ru/

авлакогены Восточно-Европейской платформы, инфракембрия Ирана и других стран Ближнего Востока, каменноугольных – нижнемеловых гондванских формаций Индостана, триасовых пород в грабенах Предкавказья, Скифской и Туранской платформ.

Из сказанного вытекает требование к анализу материала при исследовании погребенных рифтов. Для установления связи отложений, заполняющих рифтовые впадины, с рифтогенезом необходимо, во-первых, тщательное сейсмостратиграфическое и литологическое изучение характера их залегания, во-вторых, реконструкция общей (региональной) палеофациальной обстановки изучаемой территории. Если такой анализ не выполнен или невозможен из-за отсутствия данных, то выводы о времени, продолжительности и некоторых других характеристиках рифтогенеза не могут считаться окончательными.

1.3.5.2. Длительность рифтогенеза

В имеющихся определениях рифта обычно не фигурирует такой параметр, как длительность формирования. Эта сторона рифтогнеза в необходимой степени не исследована. Между тем, возникает вопрос: разумно ли называть одинаково – рифтом, как относительно быстро возникающие образования, типа позднекайнозойских рифтов Восточной Африки, Байкала, девонских рифтов Восточно-Европейской платформы, так и такие, длительно формировавшиеся структуры растяжения, как системы рифейских рифтов Восточно-Европейской платформы или протерозойских рифтов Сибирской платформы.

Для "обычных" рифтов отрезок времени, начиная от первых признаков рифтогенеза до завершающего заполнения рифтовой впадины осадками, составляет в типичных случаях 20-35 млн. лет. При этом процесс идет во времени неравномерно, с импульсным проявлением магматической и тектонической активности.

Так, в рифтовой области Эфиопии, при общей продолжительности вулканизма более 30 млн. лет, основной объем лав излился за время не более 5 млн лет, в интервале между 20 и 25 млн. лет [Казьмин, 1990]. Надо сказать, что импульсный характер излияний типичен и для формирования покровных базальтов континентов. По тем же данным, при продолжительности одной эпохи излияния покровных базальтов 30-35 млн. лет основная масса базальтов изливается в течение одного – двух импульсов длительностью 1-5 млн. лет. При средней продуктивности излияний 0.075-0.030 куб.км/год продуктивность излияний во время импульсов составляет более 1 куб.км/год [Казьмин, 1990].

Погружение рифтовых грабенов обычно также происходит быстро, в виде импульсов длительностью порядка нескольких млн. лет, которая приблизительно одинакова в рифтах разного возраста [Гарецкий и др., 1988].

Что можно сказать в этом смысле об упомянутой выше другой категории рифтовых структур, в первую очередь рифтов (авлакогенов) древних платформ, отличающихся длительным формированием? Предлагать определенный ответ на этот вопрос преждевременно. Однако некоторые сведения позволяют предположить, что длительность формирования и в этих случаях не столь велика. Иллюстрацией этого служат данные по рифтовой системе Мидконтинента на Северо-Американской платформе [Hinze et al., 1992; Van Schmus, 1992]. Рифт Мидконтинента заложен на коре архейского - раннепротерозойского возраста. Разрез серии Кьюиноу, заполняющей рифт и в наиболее полном виде представленной в районе оз. Верхнее, состоит из нескольких частей (рис. 1.12): а) интрузивные и вулканические породы, обозначаемые как раннерифтовые, но принадлежность которых к рифту, строго говоря, не очевидна; б) синрифтовые вулканические породы, расслоенные осадочными породами, и с интрузиями основного состава; это – основная по мощности толща, заполняющая рифтовые впадины; в) позднерифтовые обломочные отложения, накопившиеся также в рифтовых структурах; г) пострифтовые обломочные отложения широких впадин, наложенных на рифтовую систе-

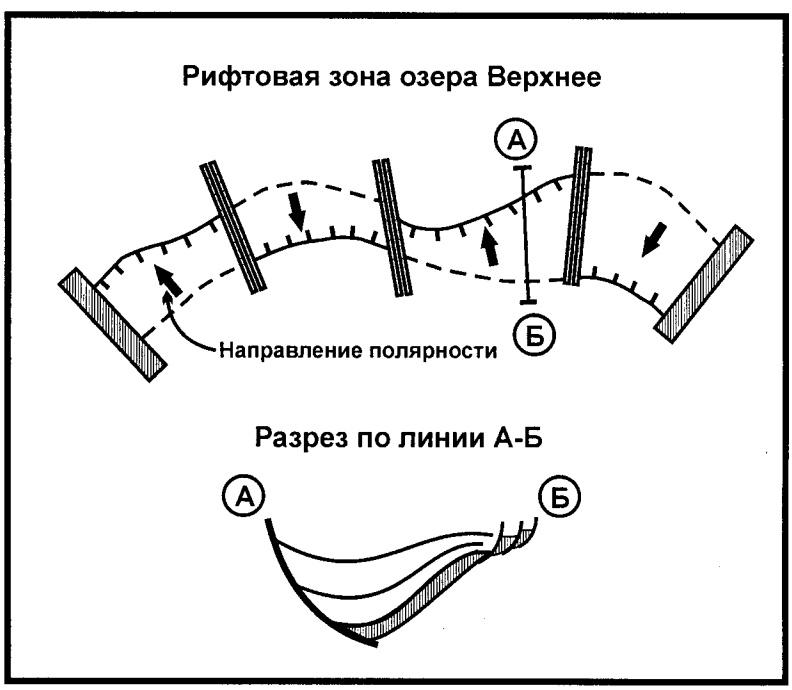


Рис.1.12. Смена полярности в грабенах рифтовой системы Верхнего озера, США, Канада, по [Dickes, Mudrey, 1989]
Сегменты рифтовой системы разделены зонами аккомодации, представленными, как правило, поперечными разрывами (утолщенные линии).

http://jurassic.ru/

му. Собственно рифтовому комплексу соответствуют, таким образом, толщи (б) и (в). Формирование рифта, датированное уран-свинцовым методом по возрасту накопления син- и пострифтовых пород, заключено в интервале от 1109 до 1087 млн. лет, т.е. имеет длительность около 20 млн. лет. Это соответствует длительности формирования позднекайнозойских рифтов и устраняет сомнения в их идентичности по этому признаку. Возможно, что дальнейшее изучение хронологии процессов в других древних рифтовых системах приведет к аналогичному результату.

Таким образом, продолжительность формирования того или иного рифта или системы рифтов должна, по мере возможности, выясняться при изучении ОБ, прошедших в своем развитии рифтовую стадию. Не менее важно также учитывать динамику (во времени) процесса формирования каждой рифтовой структуры. На примере многих рифтов установлено, что полное время формирования рифтовой структуры – от появления начальных признаков рифтогенеза до завершающего заполнения рифтовой впадины осадками – может быть длительным. Но процесс идет во времени неравномерно. Типичным, как было показано выше, является быстрое импульсное проявление некоторых событий, и в первую очередь именно тех (вулканизм, быстрое проседание грабенов), которыми в основном определяется суть рифтогенеза.

И все же неправильно было бы абсолютизировать значение фактора длительности при идентификации рифтовых структур. Формирование рифта длится столько, сколько действуют вызывающие его условия, а именно обстановка растяжения в сочетании, очевидно, с определенными свойствами литосферы. Легко представить также, что при крупных — глобального масштаба процессах необходимые условия существуют или возобновляются в одной и той же области на протяжении значительного интервала времени, и в этом случае рифтообразование складывается из двух или более отдельных фаз. В частности, этой особенностью, по-видимому, обладают рифты начальных стадий развития пассивных окраин атлантического типа, формирование которых связано с грандиозным процессом распада континентов.

1.3.5.3. Асимметрия в строении рифтов

Морфологические характеристики рифтовых структур, включая геометрию рифтовых систем в плане, так же как их типизация по этому признаку, здесь не рассматриваются. Исключение сделано только для двух вопросов – асимметрии рифтовых впадин и сегментации рифтовых поясов (см. следующий раздел).

Геологическими исследованиями (и бурением) вблизи поверхности и сейсмическими исследованиями на глубине (до низов коры – верхов мантии) доказано, что среди рифтов любого возраста существуют симметричные в поперечном сечении и асимметричные рифтовые впадины. Симметричные прогибы обычно ограничены разрывами листрической формы, как это установлено на ставшем классическим примере палеозойского Припятского рифта, листрические разрывы в котором прослеживаются до граница коры и мантии [Гарецкий, Клушин, 1989]. Но, судя по всему, еще более широко распространены асимметричные рифты. Они присутствуют и даже доминируют во многих рифтовых поясах мира, примером чего служат кайнозойский Восточно-Африканский пояс, раннемезозойский пояс восточного побережья Северной Америки и др. Этот тип рифтов представлен односторонними грабенами ("полуграбенами"), которые лишь с одной стороны ограничены разрывом (или серией разрывов) или в которых краевые разрывы не равноценны, и ведущую роль играет только один из них (рис. 1.13). Асимметрия вообще относится к числу одной из наиболее характерных черт рифтов, причем она выражается не только в строении самих рифтовых впадин, но и в других особенностях: рельефе области рифта (высокий рельеф только с одной стороны), распределении на площади проявлений вулканизма, а из глубинных характеристик – смещении в плане выступа мантии, или астеносферы относительно оси рифта.

Разрывы, ограничивающие односторонние грабены, имеют также листрическую форму: более крутые у поверхности, на глубине они выполаживаются, переходя в пологие или субгоризонтальные поверхности срыва. В зависимости от размеров грабена и, по-видимому, от свойств коры (от ее реологической и структурной расслоенности) глубина, до которой они продолжаются, и наклон разрывов могут быть разными. В небольших по размеру грабенах срыв может заканчиваться в верхнекоровых горизонтах и даже в пределах осадочного чехла или у границы между чехлом и фундаментом (особенно, когда здесь имеются горизонты пластичных пород); в крупных грабенах срыв может продолжаться глубже, сливаясь с пластичными горизонтами в нижней коре и в области границы М. Во всяком случае нижняя кора и граница М служат для большинства разрывов этого типа базовой поверхностью, ниже которой они, как правило, не продолжаются.

Наклон сместителя является важной характеристикой рифтов. Согласно некоторым наблюдениям, в частности на материале Восточно-Африканского рифтового пояса [Morley, 1989], с ним, помимо чисто геометрических особенностей, коррелируется ряд более фундаментальных свойств рифта, таких как величина теплового потока, интенсивность вулканизма (та и другая выше при пологом наклоне срыва), глубина сейсмогенерирующего слоя (при пологом срыве выше 15 км, при крутом – глубже 15 км), соотношение амплитуд горизонтального и вертикального смещения. Кроме того, определенные отличия обнаруживаются также в строении и составе осадочных комплексов рифтовых впадин.

http://jurassic.ru/

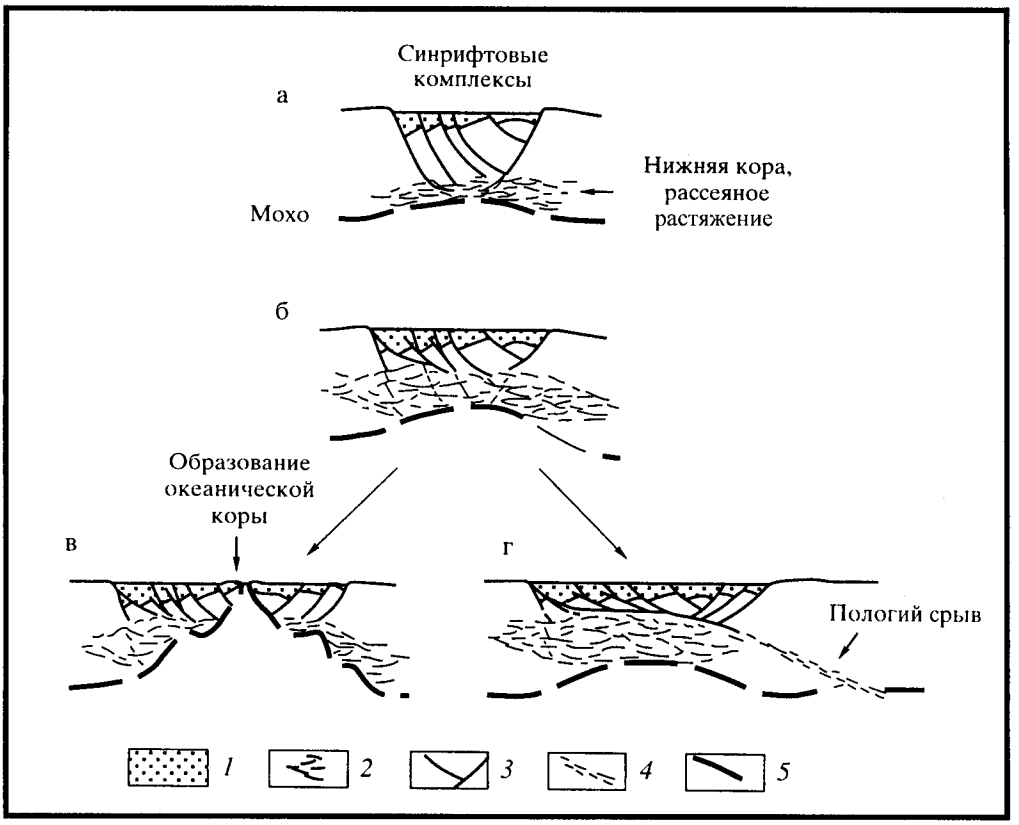


Рис.1.13. Принципиальная схема вариантов развития рифтовой структуры в условиях растяжения, по [Morley,1989]
1 – синрифтовые отложения, 2 – область латерального течения в нижней и частично средней коре, 3 – разрывы, 4 – глубинный пологий срыв, 5 – граница М

Натурные наблюдения находят естественное объяснение с точки зрения механики и согласуются с результатами моделирования. Последнее выполнялось многими авторами на различных материалах и при разных условиях деформирования, давая большое разнообразие в деталях. Но один результат, касающийся возникновения асимметрии, сохраняется в общих чертах почти на всех моделях: вначале происходит образование симметричных разрывов, из которых при продолжающейся деформации лишь один остается активным; второй при этом блокируется и либо сохраняется в виде второстепенного, дополнительного нарушения, либо вырождается в серию последовательно появляющихся разрывов.

Сказанное относится, прежде всего, к эволюции структурной обстановки в начальные фазы образования рифта. Что касается последующей истории, то в процессе развития рифтов их структура и кинематика могут меняться в любом направлении. Например, для Байкала, по данным [Lobkovsky et al., 1996], в середине плиоцена происходит переход от режима формирования асимметричного полуграбена к режиму более симметричного грабена, ограниченного с обеих сторон более или менее равноценными сбросами.

Стадии развития рифтовой структуры (от начальной стадии образования рассеянных систем разрывов к стадии зрелого рифта с локализацией смещения в зонах главных краевых разрывов), вытекающие из данных эксперимента, наблюдаются на природных объектах. Наибольший интерес представляют, естественно, современные структуры, которые могут быть отождествлены с начальными стадиями рифтообразования. Одной из таких структур служит, возможно, Момский "рифт". Этот пояс, включающий множество сравнительно небольших нарушений и в целом представляющий собой крупную зону сдвига, может рассматриваться как эмбриональный рифтовый пояс [Мирлин, 1985]. Можно ожидать, что составляющая его система разрывов, трещин, мелких грабенов и впадин в процессе развития превратится в крупные нарушения, в которых будет локализована деформация. При моделировании показана именно такая последовательность развития сдвиговых структур [Шерман и др., 1991].

1.3.5.4. Одиночные рифтовые впадины и рифтовые пояса и системы

Рифт может существовать в виде одиночных – индивидуальных рифтовых структур (грабенов, впадин пул-апарт и пр.). Некоторые из них имеют большие линейные размеры: из современных к таким рифтам, с определенными оговорками (см. дальше), относится Байкал (протяженностью 1500 км), из древних, веро-

http://jurassic.ru/

ятно, Днепровско-Донецкий рифт. Правда, внутренняя структура таких крупных рифтов отличается, как правило, значительной сложностью, примером чего служит тот же Байкальский рифт.

Но чаще отдельные структуры группируются в системы, или пояса, нередко сложные и разветвленные, с типичным кулисным расположением частных впадин (Байкальский рифт также не вполне точно отвечает понятию одиночного, или индивидуального рифта, так как главная впадина, занятая озером Байкал, на юго-западе и северо-востоке продолжается системами небольших впадин). В таких случаях существенную роль в геометрии рифтовых систем играют зоны аккомодации (accomodation zones). Этим термином обозначаются зоны разрывов (горизонтальные зоны скола) и структурных перемычек между отдельными впадинами или системами из нескольких впадин в рифтовом поясе; в современных рифтовых системах они обычно бывают выражены и в рельефе [Bosworth, 1989; Rosendahl, 1987]. Зонам аккомодации отводится важная роль в структуре и кинематике рифтовых поясов. Они делят пояс на сектора со сложным взаимоотношением движений и структурообразования во времени. Нередкой чертой является смена полярности по разные стороны зон аккомодации (в системах, состоящих из асимметричных рифтовых структур); в этом случае для них в англоязычной литературе был предложен специальный термин – "twist zones" [Pinet, 1989]. Зоны аккомодации установлены в рифтах различного возраста. В современных (позднекайнозойских) рифтах эти зоны аккомодации наиболее подробно изучены на примере Восточно-Африканского рифта [Flannery, Rosendahl, 1990; Rosendahl, 1987]. В соответствии с представлениями о зонах аккомодации некоторыми авторами дается интерпретация структуры и кинематики движений в протерозойской рифтовой системе Мидконтинента на Северо-Американской платформе. По [Dickes, Mudrey, 1989], рифт Мидконтинента представляется в виде отдельных эшелонированных асимметричных впадин с меняющейся полярностью, разделенных разрывами аккомодации (accomodation faulting) (см. рис. 1.12). Впрочем, такая трактовка данной рифтовой системы принимается не всеми.

Для системы рифтовых впадин предальпийской области, состоящих из грабенов Лиманъ, Бресс и Верхнерейнский, также доказывается эшелонированное расположение и предложена интерпретация их образования в общем сдвиговом поле, обусловленном давлением Альп [Caire, 1977]. Разделяющие их перемычки, вероятно, следует трактовать как зоны аккомодации.

В рифтовых поясах наблюдается последовательное развитие, или пропагация рифта по простиранию. Это – важная особенность рифтовых поясов (особенно, если учесть, что с их заложения начинается формирование многих ОБ), демонстрирующая последовательность развития деформации. Пропагация происходит в разных масштабах. С одной стороны, возможно развитие по простиранию рифтового пояса с последовательным продвижением его в глубь массивов с континентальной корой. С другой стороны, наблюдается пропагация в более локальных масштабах, когда происходит развитие отдельных участков рифта в сторону (стороны) от какого-либо локального центра. Такая ситуация описана в Кенийском рифте, представляющем одну из ветвей Восточно-Африканской рифтовой системы. Развитие Кенийского рифта идет от района рифта (озера) Туркана (находящегося на севере Кенийского рифта) по направлению к югу, на что указывает закономерное изменение в этом направлении ряда признаков, таких как возраст разрывов и вулканизма, величина растяжения и утонения коры [Morley et al., 1992]. Не менее наглядно наблюдается пропагация Байкальского рифта, выраженная последовательным (от миоцена до четвертичного времени) возникновением ансамбля кулисообразно расположенных впадин [San'kov et al., 2000], наращивающих рифтовый пояс по направлению к северо-востоку.

1.3.5.5. Сдвиговые деформации в рифтовых поясах

Изначально рифты рассматривались как структуры растяжения, образованные сбросами. Это мнение широко распространено и сейчас. Между тем, практически во всех континентальных рифтах, древних и современных, установлены сдвиговые смещения, а в современных рифтах присутствует сдвиговая составляющая современного поля напряжений. Широко распространенной структурной формой в рифтовых поясах, кроме грабенов, являются впадины пул-апарт (происхождение и содержание термина объясняется в главе 2). Со сдвиговых деформаций и структур пул-апарт начиналось образование многих рифтов. Рифтовые структуры и пояса, помимо растяжения, являются, таким образом, зонами концентрации сдвиговой деформации; многие из них с полным основанием рассматриваются как разделяющие плиты трансформные (transform) или внутриплитные (transcurrent) сдвиговые зоны.

Сдвиговая составляющая установлена, в частности, в таких рифтах, как Байкальский [Роль сдвиговой..., 1997; Леви и др., 1997], Левантская система (трансформный разлом Мертвого моря) [Копп и др., 1994], Верхнерейнский рифт [Illies, Greiner, 1978]. Для всей системы рифтовых впадин предальпийской области, состоящей из грабенов Лиманъ, Бресс и Верхнерейнского, также предполагается образование в сдвиговом поле, обусловленном давлением Альп [Caire, 1977]. Идея о первичности крупномасштабных сколовых напряжений в коре по отношению к рифтовым прогибам, представляющим собой побочный продукт сколов, развивается рядом исследователей для системы рифтов Восточной Африки [Rosendahl, 1987]; первые движения, приведшие к начальному раскрытию рифта, были здесь повсеместно горизонтальными и осуществлялись в условиях сдвигового режима [Chorowicz, 1990].

http://jurassic.ru/

Определенный интерес с точки зрения изучения роли сдвиговых деформаций в начальные фазы рифтогенеза представляют современные структуры, которые, возможно, олицетворяют эти начальные фазы. Одной из них является Момский пояс, который упоминался выше.

Хорошо изучен Байкальский рифт. Здесь имеется сложная структура поля напряжений, в котором отчетливо выделяется сдвиговая составляющая. В Байкальской впадине и на окружающей территории (где развит парагенез связанных с впадиной структур, в том числе грабенов и структур пул-апарт) установлены два преобладающих режима деформирования [Леви и др., 1997; Levi, Balla, 1996]: а) сдвиг с элементами растяжения (в Байкальской впадине) либо сжатия (в юго-западной части Байкала, в Тункинской впадине); б) растяжение и растяжение со сжатием (в центральной части Байкальской впадины). Сдвиговые смещения характерны также для флангов рифтовой зоны. Деформациям по типу сдвига и пул-апарт соответствует рисунок разрывов и частных впадин Байкальского рифта и его флангов [Sherman, Gladkov, 1999], многие из которых имеют диагональное расположение по отношению к общему простиранию рифта, характерное для впадин пул-апарт.

Указанные два режима – сдвига и растяжения соответствуют разным стадиям развития рифта. Заложение и ранняя стадия развития рифта происходили в сдвиговом режиме деформирования, которое сменилось режимом растяжения на более поздней стадии. Несколько усложненная последовательность режимов (сжатие – сдвиг – растяжение) установлена для Тункинской впадины (Тункинского рифта), расположенной на юго-западном продолжении впадины Байкала. Но примечательно, что и в этом случае формирование рифтовой впадины начинается не с режима растяжения, а с режима сжатия, который сменяется режимом сдвига, и только на последней (а точнее предпоследней) стадии главным становится режим растяжения.

В пользу заметной, возможно, доминирующей роли сдвиговой составляющей в современной кинематике Байкальского пояса свидетельствуют расчеты выделения сейсмической энергии. По [Рундквист и др., 1999], основной вклад в выделение сейсмической энергии дают землетрясения, связанные со сдвигами, причем с огромным, на порядки, отрывом от энергии землетрясений, связанных с разрывами другой кинематики. Вместе с тем, наличие сдвиговой составляющей сочетается с активным формированием сбросовой тектоники, роль которой подчеркнута в работе [San'kov et al., 2000].

1.3.5.6. Рифты в системе геодинамически близких им структур

Рифтогенез занимает определенное место в системе близких ему процессов и структур растяжения. Можно говорить о двух рядах, различающихся по конечному результату. В принципиальном отношении, но вместе с тем и с большими отличиями, они близки к ветвям рифтогенеза, о которых говорится в работе [Николаев, 1988].

Ряд 1. Континентальный рифт – область экстремального растяжения (англ. HET – Highly Extended Terranes). Эти области состоят из генетически связанных друг с другом метаморфических ядер и впадин (осадочных бассейнов) со срывом в основании (detachment basins, supradetachment basins). Характерная особенность ряда – отсутствие разрыва континентальной коры вне зависимости от масштабов растяжения [Friedmann, Burbank, 1995].

Ряд 2. Континентальный рифт – океанический рифт. Характерная особенность ряда – разрыв континентальной коры, приводящий к переходу континентального рифта в океанический и к возможному возникновению спрединга. В обоих рядах имеются еще крайние (начальные) члены, представленные структурами растяжения небольшого размера – грабенами, впадинами пул-апарт и близкими к ним образованиями, которые вряд ли следует называть рифтами. Самостоятельных ОБ они не образуют, формируются в чехле или верхних горизонтах фундамента и во всяком случае не нарушают всю толщу коры (к ним, например, относятся мезозойские грабены Русской плиты, в которых иногда видят проявление рифтогенеза).

Процесс формирования рифта может остановиться на стадии континентального рифта; в англоязычной литературе для него используются термины failed (неудавшийся) или aborted (прерванный) рифт. Варианты последующего, пострифтового развития могут быть в этом случае различными, но это уже не имееет отношения к собственно рифтогенезу.

На уровне сегодняшних знаний трудно решить, обладают ли рифты изначальными особенностями, предопределяющими их эволюцию по первому или второму сценарию. Во всяком случае величина растяжения в реализации этой альтернативы роли не играет. Об этом свидетельствует, например, ситуация в области экстремального растяжения Провинции Бассейнов и Хребтов, США, где при растяжении 200 км сохранилась континентальная кора; не произошло ни разрыва ее сплошности, ни формирования океанической коры, в противоположность, например, тому, что наблюдается в Калифорнийском заливе при растяжении такого же или даже меньшего масштаба. В данном случае, как это доказывается результатами комплексного геологического, петрологического и геофизического исследования [Jones et al., 1992], эффект наблюдаемого в верхних горизонтах коры растяжения компенсировался течением вещества в нижней коре.

Можно думать, что указанный механизм имеет общее значение, и при формировании ансамбля структур областей экстремального растяжения решающим фак-

http://jurassic.ru/

тором служат реологические свойства (или состояние) коры: разрушения континентальной коры (и образования океанической) не происходит, если в ней (главным образом на уровне нижней коры) может осуществляться течение вещества, компенсирующее растяжение и залечивающее вызванные им дефекты. Такой вывод согласуется с тем, что для молодых областей экстремального растяжения характерна толстая, разогретая и, очевидно, пластичная в глубоких горизонтах кора.

Развитие деформации растяжения, соответствующее обеим ситуациям – как той, в которой образуются области экстремального растяжения и континентальный рифт без полного разрыва коры, так и той, когда возникает разрыв континентальной и образование океанической коры, можно представить в рамках модели, предложенной в работе [Morley, 1989]. При этом в обоих случаях подразумевается двухслойное строение коры и латеральное течение в ее глубоких слоях, реальность которого подтверждается большим набором аргументов [Леонов, 1991, 1997; Лобковский, 1988]. Варианты этой модели представлены на рис. 1.13. При относительно небольших размерах растяжения и течении вещества в нижней коре образуются сравнительно простые рифтовые впадины (рифт оз. Танганьики, симметричный Припятский грабен) (вариант а). При более сильном растяжении структура теряет симметричность, один из первоначально крутых краевых разрывов (если он существовал) отмирает, и вместо него развивается срыв, уходящий в нижнюю кору и к границе кора - мантия (вариант б); в качестве примера этого варианта автором модели приводится Кенийский рифт. Дальше события могут развиваться по двум сценариям в зависимости от свойств коры, как говорилось выше – вариант в – с подъемом мантии, разрывом коры и образованием океанического рифта и вариант г – с дальнейшим развитием пологого срыва и смещением области основного растяжения на глубине в сторону от самого рифта в условиях интенсивного течения в нижней коре (Провинция Бассейнов и Хребтов и другие области экстремального растяжения).

1.3.5.7. О классификациях рифтовых структур

Имеются две группы классификаций рифтовых структур.

Одна группа основана на структурных и морфологических признаках рифта, включая рисунок систем рифтовых структур в плане, характере магматизма и т.д. Структурно-морфологические классификации отличаются, как всегда, наибольшей четкостью и определенностью. Однако морфология представляет лишь внешний результат процессов. Из-за возможной конвергенции и дивергенции внешних признаков, зависящих от многих причин, она не всегда однозначно отражает геодинамическую обстановку или механизм формирования наблюдаемых структур.

Вторую группу составляют класификации, в основу которых положены геодинамические критерии, такие как механизм формирования, положение в системе главных тектонических элементов Земли и т.д. Они более интересны с точки зрения расшифровки генезиса рифтовых структур, но в них труднее избежать субъективных мотивов. В качестве одного из удачных, хотя также не безупречных примеров классификации, использующей в качестве критерия положение рифта в системе глобальных тектонических элементов, сошлемся на работу [Самойлов, Ярмолюк, 1992]. Авторами выделяются четыре типа континентальных рифтовых зон с характерным для них составом магматических пород: а) во внутренних частях континентальных плит, прямо не связанные с процессами на их границах (Восточноафриканский тип); б) в тылу активных континентальных окраин (Восточномексиканский тип); в) в осевых зонах активных континентальных окраин (Невадийский тип); г) в зонах коллизии и на их периферии (Байкальский тип). Разработаны и другие системы классификации, но общепринятой системы пока не создано.

1.3.5.8. Рифты, как начальная фаза развития осадочных бассейнов

Рифтогенез, включая сопровождающее его формирование структур сдвигового ряда (пул-апарт и других), играет особую роль в заложении ОБ. С образования рифта начинается история прогибания многих типов ОБ, в особенности платформенных, пассивных окраин и тыловодужных (краевых морей). При этом рифтогенез можно рассматривать в разном масштабе. С одной стороны, очевидна его роль в локальном плане – как элемента начального развития отдельного ОБ. Но с другой стороны, почти всегда рифтогенез представляет важные вехи – этапы в развитии платформы в целом. Первый этап рифтогенеза, фиксируемый на платформах, предшествует началу общего прогибания и формирования осадочного чехла. Большая часть древних платформ и многие молодые (классический пример Западно-Сибирская платформа) развивались по этому сценарию. Вообще же этапы (эпохи) рифтогенеза, первые и последующие, являются следствием и свидетельством активных тектонических воздействий на платформу и литосферную плиту. Они проявляются в создании или повторной активизации наиболее четко и контрастно выраженного структурного рисунка платформы, включая ремобилизацию элементов ее древней структуры, о чем несколько подробнее будет сказано далее.

Как отмечалось выше, рифтогенез практически всегда сопровождается деформацией сдвига. Соответствующие структуры могут возникать одновременно либо чередуясь во времени, но в целом они взаимосвязаны и в типичных рифтовых ансамблях присутствуют те и другие, образуя характерные парагенезы. Разделить

http://jurassic.ru/

эти два типа структур, когда они находятся под осадочным чехлом, трудно. Обычно единственным средством является анализ структурного рисунка, особенно если он может быть дополнен реконструкцией геодинамической обстановки не только на площади самого ОБ, но и в его обрамлении.

Именно таким способом для начальной фазы развития ОБ в ряде случаев устанавливается режим пул-апарт в чистом виде (хотя и не без элемента гипотетичности). Так, предполагается [Bergerat, 1989], что заложение Паннонской впадины началось с бассейна пул-апарт, образовавшегося в обстановке сдвига в поле меридионального сжатия и широтного растяжения; затем обстановка сдвига сменилась обстановкой растяжения (в широтном направлении) и формированием сбросов. Меридиональное сжатие объясняется в данном случае движением к северу Северо-Африканской плиты, широтное растяжение – смещением к востоку тектонических пластин Восточных Карпат. Другой пример – история опускания Северо-Германского бассейна, начавшегося, по схеме, предложенной в работе [Bachmann, 1989], в конце карбона – начале перми с заложения бассейна пул-апарт. Основанием для такой интерпретации служат главным образом два обстоятельства: во-первых, положение бассейна между зонами нарушений (сдвига) – Транс-Европейская и Нижняя Эльба-Одер и, во-вторых, сильно утоненная кора в депоцентре впадины (23-24 км до границы М, против обычной мощности не менее 30 км). Возможно, по такой же схеме происходило заложение (в триасе) Парижского бассейна, о чем уже было сказано раньше.

1.3.6. Осадочные бассейны растяжения со срывом в основании

ОБ растяжения со срывом в основании (detechment basin или supradetechement basin) характерны в основном для областей экстремального растяжения (Highly Extended Terranes – HET). Так называются ОБ, формирующиеся над системами пологих сбросов, образующих на глубине поверхность (зону) срыва. ОБ являются одним из элементов ансамбля структур областей экстремального растяжения. Другой элемент этого ансамбля – метаморфические ядра (рис. 1.14). Формирование тех и других происходит сопряженно благодаря смещению по пологой поверхности срыва, согласно модели Б.Вернике.

Ранее, при описании рифтовых ОБ говорилось, что области экстремального растяжения образуют конечный элемент в ряду структур растяжения, развивающихся, начиная с образования континентального рифта, без разрыва континентальной коры. Выше более подробно было рассмотрено их соотношение, а также возможное объяснение того, почему в этом ряду в конце концов возникает не океанический рифт, а именно структурный ансамбль экстремального растяжения.

Бассейны данного типа, как и вообще области экстремального растяжения, установлены в последние 15-20 лет, и надо сказать, что за этот небольшой отрезок времени отмечается большой прогресс в понимании тектоники растяжения вообще [Friedmann, Burbank, 1995; Lucchitta, Morgan, 1990; Wernicke, 1985]. Области экстремального растяжения описаны в разных местах земного шара. Следует подчеркнуть, что все они располагаются на континентальной коре и являются внутриконтинентальными структурами. Наиболее известные (точнее лучше изученные) из них находятся в Кордильерах США, в районе Эгейского моря (Кикладские о-ва, впадина Стримон на севере Греции), на территории Забайкалья (Заганский комплекс метаморфических ядер) и др. Данный тип структур специально рассмотрен в работах [Скляров и др., 1997; Friedmann, Burbank, 1995] и многих других.

ОБ областей экстремального растяжения и рифты являются крайними членами одного ряда структур, о чем говорилось при характеристике рифтов. При этом обе категории структур различаются достаточно четко: для рифтов характерен магматизм от щелочного до толеитового, для областей особо интенсивного растяжения – щелочно-земельный; размеры растяжения соответственно составляют 10-25% и 100-200%; характерная продолжительность активной фазы формирования 10-25 млн. лет и более (при скорости менее 1 мм/год) для рифтов и менее 10 млн. лет (при скорости более 2 мм/год) для областей экстремального растяжения; мощность осадочного заполнения 6-10 км в первом случае и заметно меньше (1-3 км) во втором. Наконец, особенно характерны различия в морфологии структур растяжения и, как следствие этого, в рельефе и строении осадочного выполнения впадин (рис. 1.15).

ОБ растяжения со срывом в основании обладают характерной структурой, чаще асимметричной в поперечном сечении (с одним крутым и другим более пологим бортами, чаще это полуграбены) и с пологим или даже горизонтальным срывом (или зоной срыва, состоящей из нескольких нарушений) в основании. Скорость и масштабы растяжения, в сравнении с этими параметрами у рифтов, приведены выше. Условия осадконакопления и строение осадочной толщи в бассейнах растяжения со срывом в основании отличаются от условий в рифтах (при крутом наклоне краевых разрывов), хотя в случае асимметричного рифта с пологим сместителем они сходны.

Примером может служить бассейн пустыни Севир (Sevier Desert Basin), расположенный в штате Юта, США на территории Провинции Бассейнов и Хребтов. Бассейн хорошо изучен геологическими и геофизическими методами, отложения пройдены скважинами [Planke, Smith, 1991]. В основании бассейна находится полого (около 10°) погружающийся к западу горизонт срыва, обнаруженный на площади, как минимум, 80 на 130 км. Глубина бассейна – до 4-4.5 км; он выполнен

http://jurassic.ru/

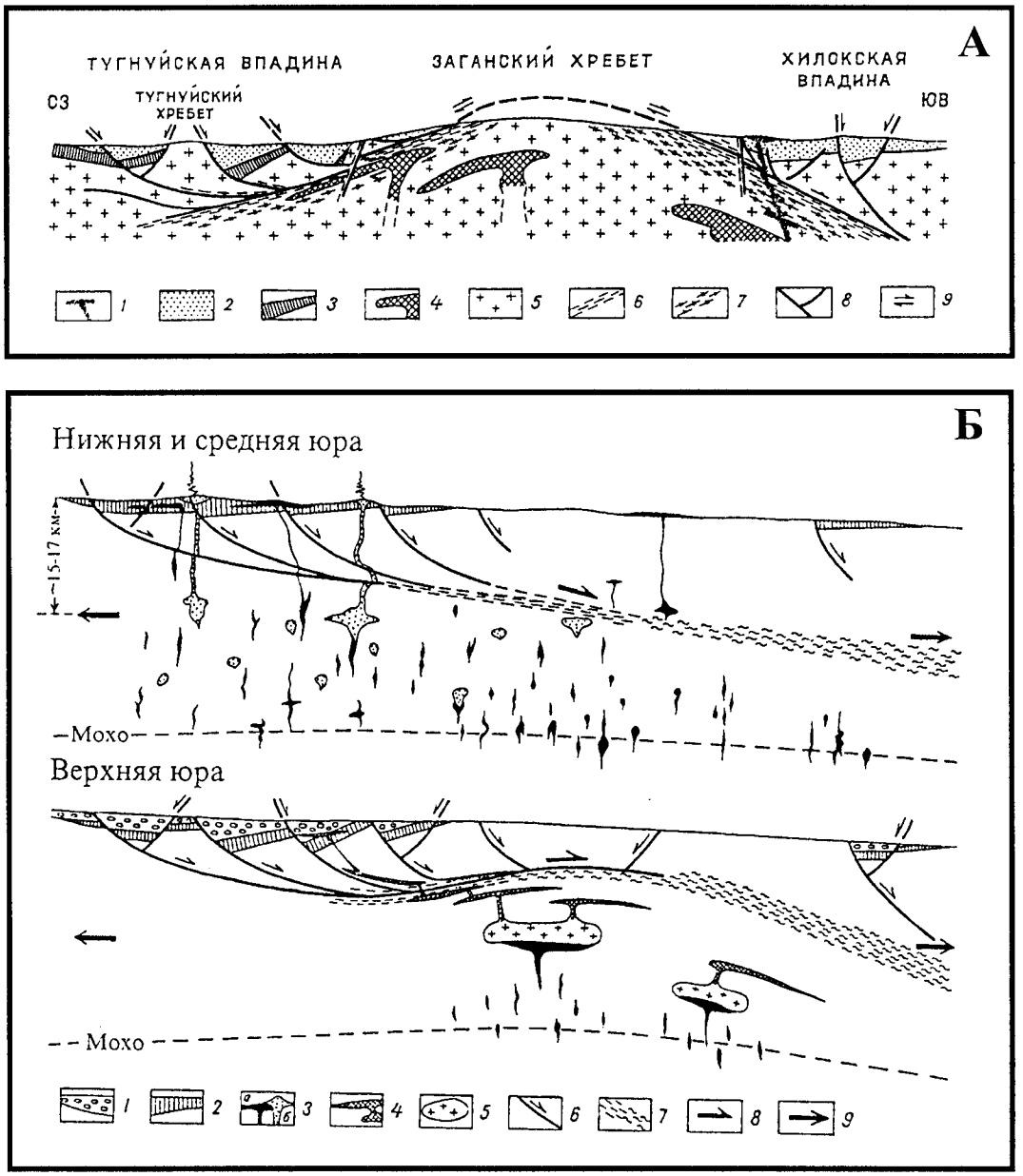


Рис.1.14. Генерализованный разрез метаморфического ядра (А) и модель формирования (Б) системы осадочных бассейнов в Заганской области экстремального растяжения, Забайкалье, по [Скляров и др., 1997]

А: 1 – базальты (нижний мел); 2 – отложения юры – нижнего мела; 3 – вулканиты среднего и основного состава, врехняя пермь – триас; 4 – синтектонические гранитоиды, средняя – верхняя юра; 5 – гранитоиды, средний палеозой; 6 – милониты; 7 – разгнейсованные граниты (высокотемпературные динамометаморфиты); 8 – разрывы; 9 – направление смещения

Б: 1 – отложения поздней юры; 2 – отложения нижней – средней юры; 3 – вулканиты ранней – средней юры; 4 – силлы граносиенитов; 5 – очаги кислой магмы; 6 – разломы с направлением смещения; 7 – милониты и высокотемпературные динамометаморфиты; 8 – направление смещения по зоне срыва; 9 – направление растяжения

отложениями кайнозоя, начиная со среднего олигоцена (рис. 1.16).

ОБ со срывом в основании редко встречаются в виде изолированных структур. Чаще они являются одним из элементов более сложного и парагенетически единого структурного ансамбля областей экстремального растяжения. Принципиальная схема строения такого ансамбля и место в нем осадочных бассейнов были показаны в работе [Wernicke, 1985] на примере района Рафт Ривер Маунтинс в штате Юта, США. При этом Б.Вернике рассматривает ситуацию, изображенную на рисунке, как конечную стадию ("стадия Рафт Ривер") структурного развития области экстремального растяжения; упомянутый выше бассейн Севир стоит в этом же ряду, но представляет его начальную стадию ("стадия Севир").

http://jurassic.ru/

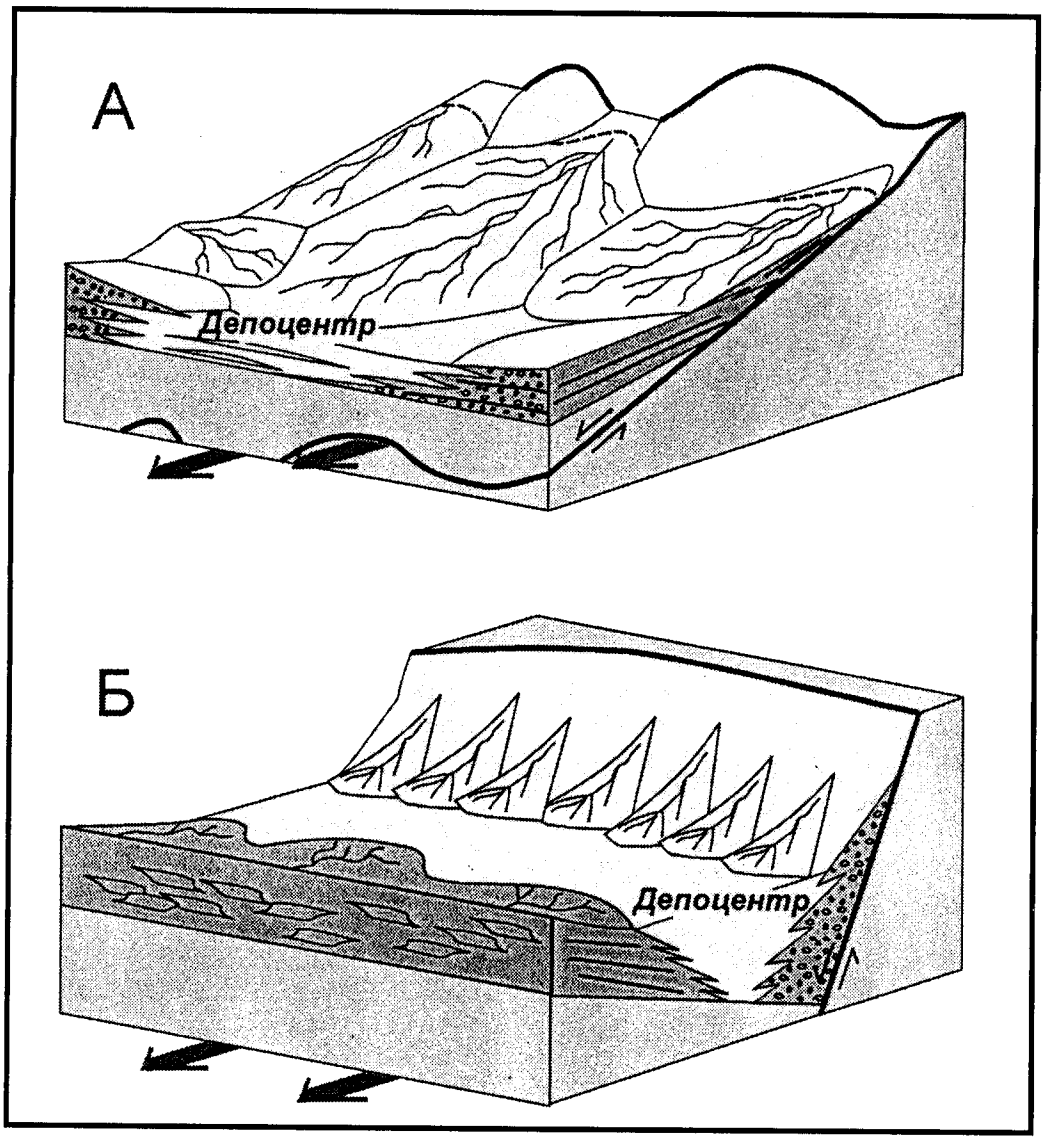


Рис.1.15. Характерная морфология (геометрия разрывов, системы водотоков, строение осадочной толщи) впадины растяжения со срывом в основании (А) и рифтовой впадины (Б); оба примера для замкнутых наземных впадин, формирующихся в аридных условиях, по [Friedmann, Burbank, 1995]

Хотя представления об описываемой категории ОБ, формирующихся в областях экстремального растяжения и генетически связанных со структурами типа метаморфических ядер, сложились сравнительно недавно, есть основания думать, что этот феномен распространен в континентальной литосфере широко, возможно, значительно шире, чем это представляется сейчас. Как будет показано дальше на примере Среднерусского авлакогена Русской плиты (см. главу 2), существование таких структур рифейского – ранневендского возраста предполагается в фундаменте и нижних горизонтах чехла Восточно-Европейской платформы. Если эти новые выводы, признание которых заставит существенно скорректировать традиционные взгляды на тектонический режим начальных стадий формирования платформы, получат дальнейшее подтверждение, то под этим углом зрения интересно будет взглянуть и на материал по другим древним платформам – не отражают ли указанные наблюдения некоторую общую закономерность.

1.3.7. Периконтинентальные осадочные бассейны пассивных окраин

Периконтинентальные ОБ пассивных окраин представляют собой весьма крупные структуры. По подсчетам [Einsele, 1992], на них приходится 18% площади всех современных ОБ Земли. Их линейные размеры: длина – сотни и тысячи км, ширина – от 100-200км до 300-400км (западная окраина Атлантического океана в районе плато Блейк), мощность осадочного комплекса, имеющего характерную форму сильно раздутой в

http://jurassic.ru/

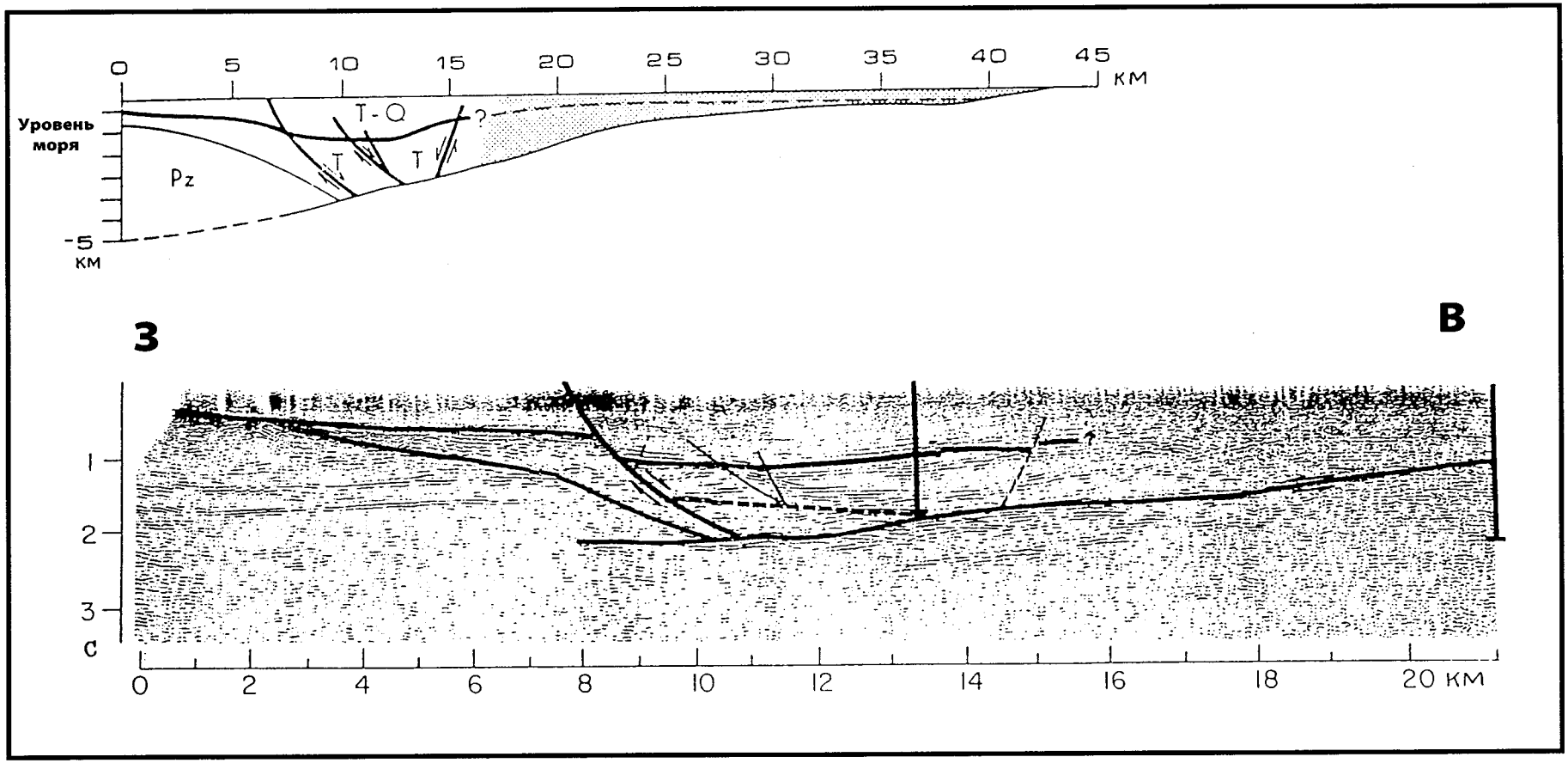


Рис.1.16. Разрез и сейсмический профиль через впадину пустыни Севир (Sevier Desert) – ОБ растяжения со срывом в основании, по [Planke, Smith, 1991]

http://jurassic.ru/

середине линзы, до 13-15 км. Периконтинентальные ОБ образуются на стыке континентальной и океанической литосферы в зоне сильнейшего разрушения и преобразования континентальной коры, произошедших в процессе раскалывания континента и превращения зоны раскола в дивергентную окраину. Следы этого процесса запечатлены в геофизических характеристиках коры в зоне перехода, в строении основания ОБ и в сложном строении нижних горизонтов осадочного выполнения ОБ. Под отложениями бассейна находится линия, или "барьер" (hinge zone), у которого происходит смена нормальной континентальной коры на переработанную и утоненную кору, которая дальше (мористее) сменяется, в свою очередь, океанической корой. Вблизи этого барьера происходит быстрое погружение фундамента, резкое возрастание мощности осадочного чехла, наконец – резкое утонение коры и подъем поверхности Мохо. В самых общих чертах картина этого перехода в настоящее время установлена, но детали изменения свойств коры и литосферы по латерали еще предстоит расшифровывать.

Основной тип ОБ, развитых вдоль пассивных окраин континентов, представлен рифтогенными периконтинентально-океаническими ОБ, по терминологии из работы [Алиева, Ушаков, 1985]. Авторы названной работы различают еще две другие разновидности бассейнов пассивных окраин: трансформные периконтинентально-океанические и авлакогенные периконтинентальные. Но те и другие менее характерны. Они распространены ограниченно, а авлакогены к тому же не составляют специфику именно окраин и представляют собой транзитные структуры. Это обычные авлакогены, линейные платформенные впадины, но переходящие с континента в океан (открывающиеся в океан и далеко вдающиеся в глубь континента впадины на континентальной коре). Поэтому описание в этом разделе относится в основном к бассейнам рифтогенным и отчасти трансформным.

Строение описываемых ОБ сильно варьирует в деталях [Tectonics..., 1995; Einsele, 1992; The Atlantic..., 1988], но в главных чертах оно достаточно постоянно. Эти ОБ полигенные. В их развитии имеются две стадии: а) более короткая рифтовая и б) пострифтовая, представленные соответствующими комплексами отложений. В качестве типичного примера на рис. 1.17 приведено строение одного из участков североамериканской окраины Атлантического океана; три главных, по [Einsele, 1992], разновидности периконтинентальных ОБ изображены на рис. 1.18.

Синрифтовые отложения сложены обломочными и во многих случаях вулканическими породами; обычным компонентом являются также толщи солей, которые при достаточной мощности приводят к диапиризму и другим проявлениям соляной тектоники. Синрифтовые отложения фиксируют место (полосу) и время, где и когда начался раскол континента и формирование пассивной окраины.

Рифтогенез пассивных окраин отличается большей длительностью и более сложной историей по сравнению с "обычными" континентальными рифтами. Например, рифтовая стадия окраин Северной Атлантики охватывает интервал времени от позднего триаса до середины мела (апта). Если представить ее в обобщенном виде [Einsele, 1992], то она состоит из двух этапов: а) поздний триас – средняя юра (континентальные и мелководные осадки, в том числе красноцветные и эвапориты); б) поздняя юра – апт (мелководные карбонатные, терригенные, а в верхней юре также аллювиальные и дельтовые осадки). В начале каждого из этих этапов, первый раз в позднем триасе, второй – в поздней юре, были два главных импульса рифтинга. Комплексы этих этапов разделены несогласиями. Главная же поверхность несогласия (breakup unconformity) находится в подошве пострифтового комплекса. Она отражает эпоху дифференцированных движений и эрозии, коррелирующихся с возникновением океана и началом спрединга.

Пострифтовые образования соответствуют собственно океанической стадии формирования пассивной окраины. Они имеют форму сильно раздутой в середине линзы, утоняющейся или совсем выклинивающейся по направлению и к континенту и к океану. Отложения этой стадии обычно отделены от пород рифтовой стадии несогласием и представлены отложениями края шельфа, континентального склона и континентального подножья; их мощность доходит до 10-15 км. В этой толще часто бывают заключены карбонатные рифовые постройки, которые маркируют положение внешней бровки шельфа. Такое рифовое сооружение юрского-раннемелового возраста показано на рис. 1.17, где видна его миграция со временем в сторону океана.

Сказанное выше относится преимущественно к окраинам атлантического типа (рис. 1.19), которые лучше изучены, отличаются четким и относительно постоянным строением и поэтому обычно служат эталоном ОБ пассивных континентальных окраин. Но надо иметь в виду, что подобное классическое строение периконтинентальных ОБ выдерживается не всегда. Имеются многообразные исключения, касающиеся как современных окраин, так и их древних эквивалентов.

Следует заметить, наконец, что пассивные окраины и соответствующие им ОБ присутствуют также в поясах активных, конвергентных окраин и в коллизионных поясах. Они, естественно, не относятся к числу обязательных или основных элементов этих поясов, распространены здесь более фрагментарно и не обладают ни столь грандиозными линейными размерами, ни длительностью формирования. Такие образования могут, в частности, возникать в задуговых бассейнах, в том числе на склоне островной дуги, при режиме растяжения и возникновении спрединговой ситуации, в принципе так, как показано на рис. 1.20.

Коснемся еще одного вопроса, затрагиваемого в нашей литературе: о противопоставлении окраин атлан-

http://jurassic.ru/

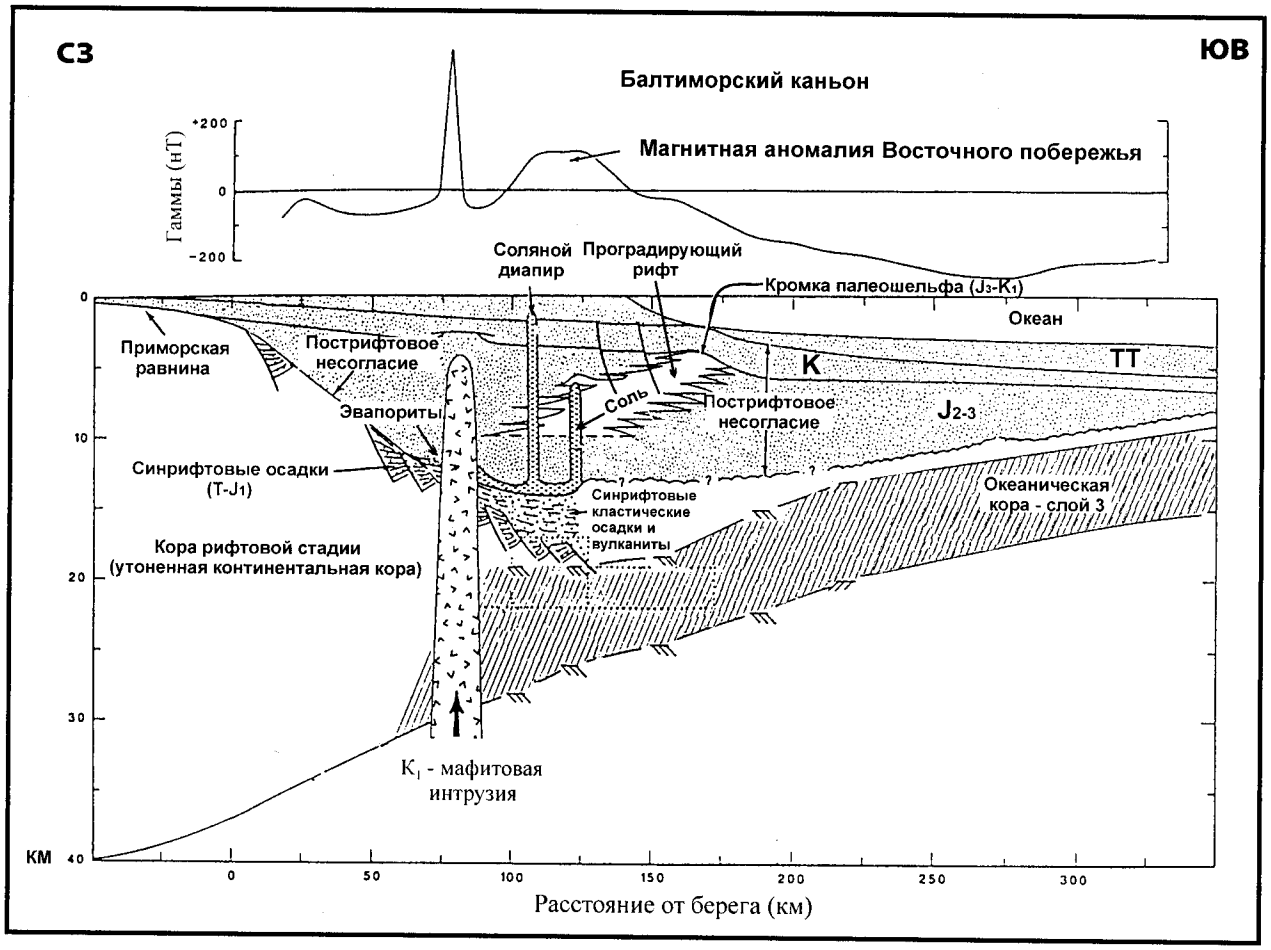


Рис.1.17. Схема строения ОБ пасивной окраины: профиль через атлантическую окраину Северной Америки в районе желоба Балтимор Каньон, по [Sheridan, Grow, 1988]

тического и окраин так называемого арктического типа. Для последних характерен широкий шельф (Евразия, Северная Америка). Некоторыми авторами он почему-то рассматривается в качестве составного элемента пассивной окраины, и в таком расширенном виде данное образование выглядит непохожим на окраины Атлантического океана с их узкими шельфами. Это рассуждение, безусловно, некорректно. Евразийский и Североамериканский шельфы являются частями соответствующих литосферных плит с нормальной континентальной корой. Они включают складчатые сооружения и платформы разного возраста, отличающиеся от аналогичных образований суши (продолжением многих из которых они являются) только тем, что перекрыты мелководными морскими отложениями. Континентальная окраина, как и в Атлантике, соответствует зоне континентального склона и подножья. Эти элементы и должны служить объектом для сравнения. Разница же между ними имеется. Она состоит, например, в меньшей мощности осадков, сосредоточенных здесь в периконтинентальных ОБ. В них, по сравнению с атлантическими окраинами, поступает меньшая доля выносимого с континента материала, значительная часть которого улавливается и аккумулируется в платформенных осадочных бассейнах шельфа.

1.3.8. Осадочные бассейны, обусловленные коллапсом

Как особый тип ОБ орогенных областей, бассейны, обусловленные коллапсом (collapse basins), описаны на примере орогенных девонских впадин каледонид Западной Норвегии [Seranne et. al., 1989]. Девонская моласса в этих впадинах, находящихся между фьордами Согнефьорд и Нордфьорд, ограничена снизу поверхностью срыва, совпадающего с плоскостью надвигов более ранних этапов развития каледонид. Наличие срыва и его направление доказывается результатами структурного анализа. Механизм формирования впадин рисуется следующим образом. В результате коллапса при орогенезе (формировании горного сооружения) пакеты каледонских покровов под действием гравитационных сил соскальзывали в обратном направлении по тем же поверхностям, по которым раньше происходило их надвигание, освобождая пространство для накопления девонской молассы.

http://jurassic.ru/

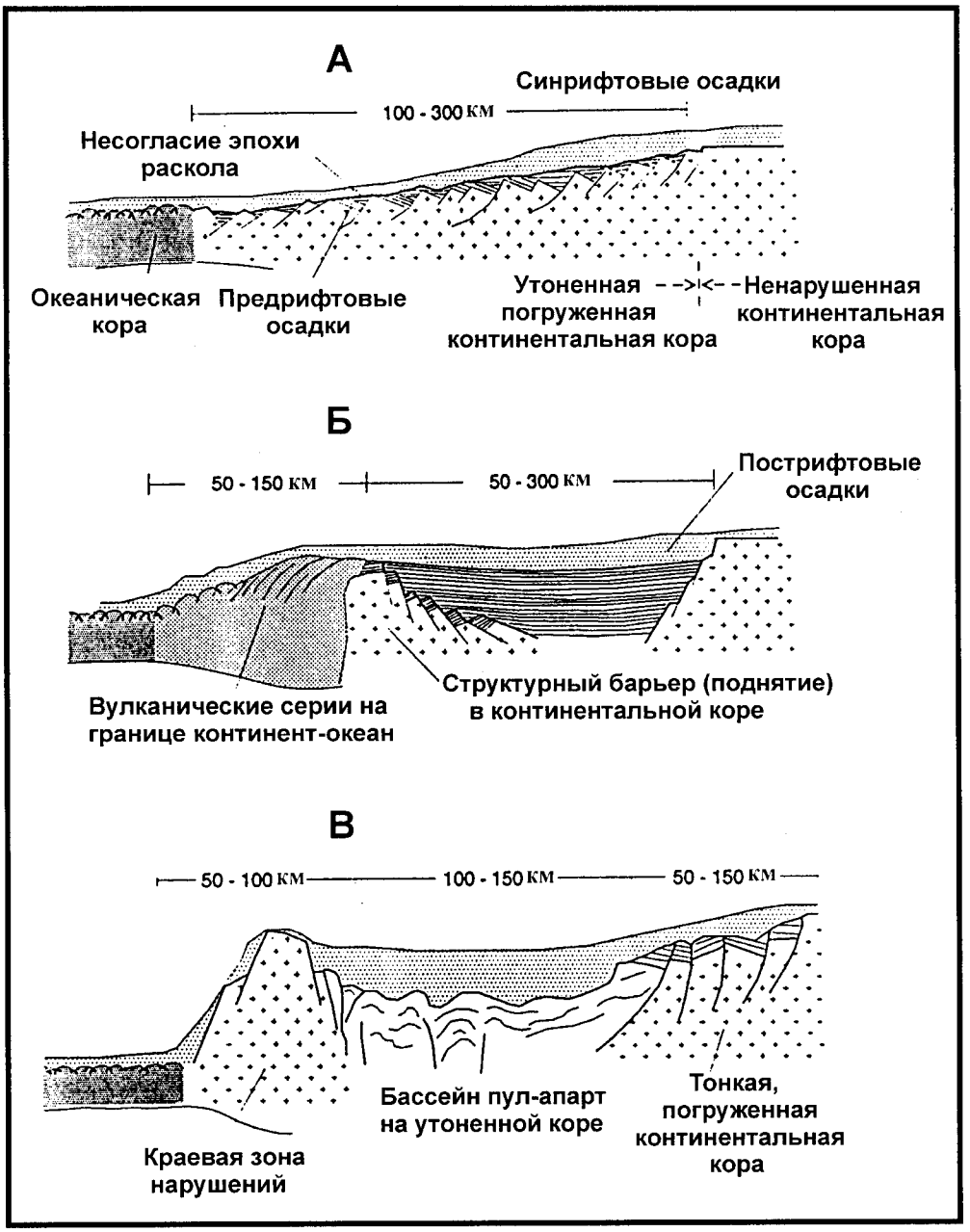


Рис.1.18. Основные типы пассивных окраин, по [Einsele, 1992]
А - авулканическая, Б - вулканическая, В - рифтовая трансформная

Особенность данного типа ОБ заключается, по-видимому, только в начальной фазе их формирования, в том как и за счет каких процессов инициируется заложение впадины. Коллапс, сопровождающийся соскальзыванием тектонических пластин, – явление в геологическом смысле быстрое, формирование же впадины в целом может занимать значительное время и в дальнейшем развиваться уже по стандартным схемам формирования ОБ.

ОБ этого типа имеют четкую тектоническую приуроченность. Они связаны с орогенными коллизионными сооружениями скандинавского типа, в формировании которых ведущую роль играют явления коллапса, приводящего к быстрой и глубокой тектонической денудации и обусловленному этим быстрому компенсационному поднятию [Добрецов, Кирдяшкин, 1994]. В механическом смысле этот механизм является разновидностью модели формирования ОБ за счет простого сдвига.

1.3.9. Постаккреционные впадины

Как показывает название, постаккреционные впадины развиваются в зонах аккреции, накладываясь на сформированную в итоге аккреции складчатую (обыч-

http://jurassic.ru/

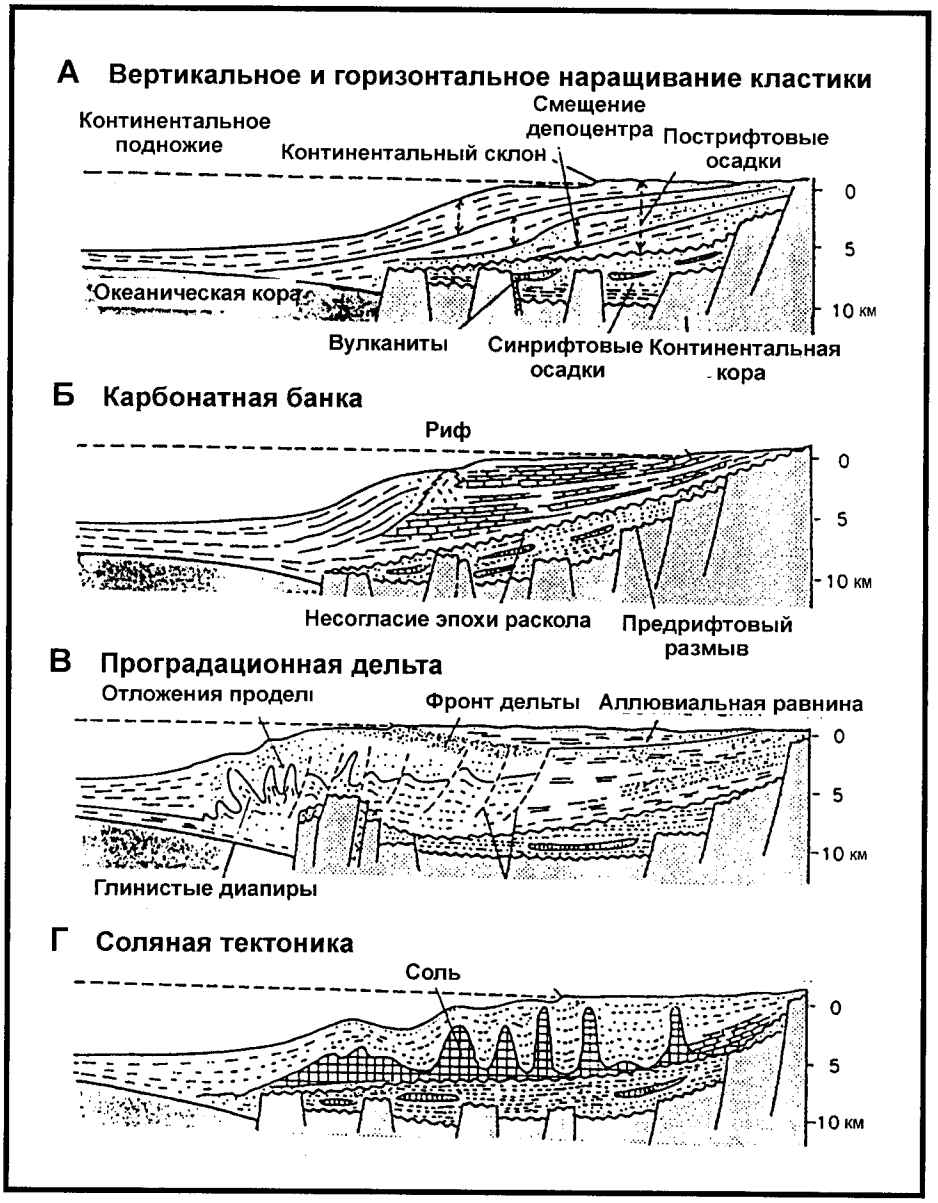


Рис.1.19. Принципиальные схемы строения осадочного чехла пассивных окраин (атлантического типа), по [Einsele, 1992]

А – проградирующая окраина в основном с терригенным осадконакоплением; Б – карбонатная банка; В – крупная проградирующая дельта; Г – соляная тектоника

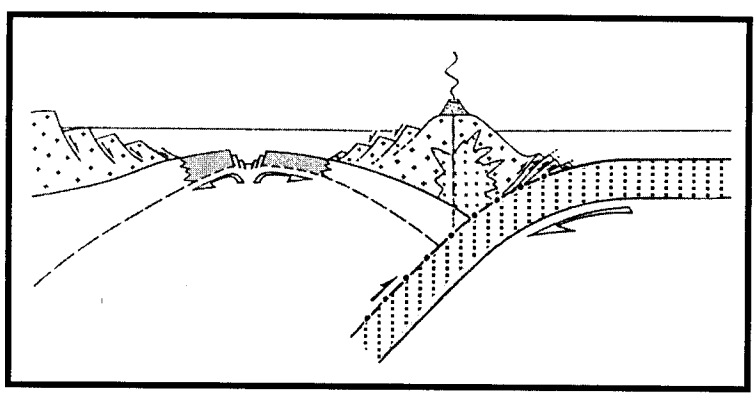


Рис.1.20. Образование рифтогенной континентальной окраины при развитии задугового спредингового бассейна, по [Busby, Ingersoll, 1995]

http://jurassic.ru/

но складчато-надвиговую) структуру. Как и сами обстановки аккреции, постаккреционные впадины морфологически разнообразны по форме, размерам, мощности осадочного чехла. Соотношение отложений, заполняющих впадину, с субстратом могут быть разными. Как правило, они разделены четкой поверхностью несогласия. Но даже при этом, уже в процессе формирования осадочного чехла впадины может наблюдаться относительно плавный переход от обстановки аккреции к более спокойному тектоническому режиму. В этих случаях нижние горизонты осадочного чехла испытывают деформацию в условиях продолжающегося сжатия, тогда как в более высоких горизонтах смятие отсутствует. С течением времени постаккреционные впадины, если только их осадочный чехол не будет эродирован, могут трансформироваться в более устойчивые и длительно развивающиеся ОБ.

Примером постаккреционной впадины служит Среднеамурская впадина на юге Дальнего Востока. Она сравнительно хорошо изучена, в том числе методами сейсморазведки и сейсмостратиграфии, дающими информацию и о строении осадочного чехла впадины, и о фундаменте [Натальин, Черныш, 1992].

Впадина представляет собой в первом приближении уплощенную структуру с максимальной амплитудой прогибания порядка 3 км. Выполнение впадины представлено отложениями верхнего мела – кайнозоя. Они не образуют сплошного, равномерного по мощности чехла. Чехол разбит на систему грабенов, где мощность отложений максимальна. В промежутках между ними на поверхности пятнами обнажаются породы субстрата.

Среднеамурская впадина возникла в области столкновения и аккреции нескольких террейнов и микроконтинентов (Анюйский, Самаркинский, другие террейны Центрального и Южного Сихоте-Алиня) с аккреционной призмой Хингано-Охотской активной континентальной окраины. Эти события развивались в течение длительного времени и завершились в начале позднего мела формированием сложного аккреционного комплекса, состоящего из перечисленных выше элементов.

Осадконакопление во впадине началось с позднего мела после перерыва и формирования поверхности несогласия. Начальный этап осадконакопления (поздний мел) проходил на фоне конседиментационных тектонических движений небольшой, сравнительно с предыдущими этапами, интенсивности, но все же вызвавших деформацию отложений. Характерно, что они развивались унаследованно – по прежнему плану. На следующем этапе, в кайнозое, движения этого типа и деформирование осадков прекратились. Кайнозойское осадконакопление происходило в другой обстановке – в условиях преобладающего растяжения, вызвавшего образование многочисленных, большей частью односторонних грабенов с амплитудой смещения по разрывам до 2 км. К ним приурочены наиболее мощные и полные разрезы кайнозойских отложений.

1.4. Некоторые тектонические и геодинамические аспекты развития осадочных бассейнов

1.4.1. Явление унаследованности и его геодинамический смысл

В первой половине – середине прошлого столетия унаследованности уделялось большое внимание, но смысл этого явления оставался (как это видится теперь) не вполне ясным. Причина лежала, по-видимому, главным образом в недооценке роли чисто механических процессов: унаследованное развитие явно или неявно связывали с какими-то, не вполне понятными внутренними свойствами тектонических элементов (участков коры) или же с постоянством геодинамических условий (часто совершенно невероятным с точки зрения геологической истории того или иного тектонического элемента), игнорируя возможность более простого отношения к ним как к структурированной среде, реагирующей на меняющееся поле напряжений путем ремобилизации уже имеющихся структур.

Следует различать две разновидности тех явлений, по отношению к которым применяется термин "унаследованность". Они, по-видимому, имеют разные причины. Одна разновидность – это постоянство тектонического режима тех или иных крупных тектонических элементов в течение длительного времени, как, например, устойчивое воздымание щитов древних платформ или обратный процесс – длительное прогибание с формированием мощных толщ осадков в областях перикратонных впадин типа Прикаспийской (по А.В. Пейве [1956] – "унаследованность тектонических движений"). Другая разновидность – это однократное либо многократное возобновление движений и возникновения деформаций по уже существующему (ранее сформировавшемуся) тектоническому, структурному плану (по А.В. Пейве – "унаследованность тектонического плана" и "унаследованность тектонических форм"). В данной работе рассматривается только это явление и только к нему применяется термин "унаследованность".

Существуют, очевидно, две причины унаследованного развития (в указанном выше смысле): 1) развитие процессов деформации сообразно с уже готовыми неоднородностями среды ("ослабленными зонами") или, иными словами, приспособление деформаций к ранее сформировавшемуся, существующему структурному плану и 2) неизменность структуры действующих сил и напряжений. Для этапов деформации, не разделенных большими промежутками времени, очевидно, имеет место второй вариант (в этом случае правильнее, вероятно, говорить не о разных этапах, а скорее о последовательных стадиях, или фазах одного процесса деформирования). Но при длительных перерывах во времени такое предположение выглядело бы не реалисти-

http://jurassic.ru/

ческим. Иллюстрацией подобного случая служат, например, кайнозойские деформации, развивающиеся по раннепротерозойскому структурному плану, а точнее – путем оживления древних структур, выявленные в последние годы на территории Карельского массива Балтийского щита [Леонов М. и др., 1998]. Даже вне мобилистских концепций трудно представить, что структура действующих сил в коре может сохраняться без изменений на протяжении миллиарда лет.

Между тем, примеров унаследованного развития имеется сколько угодно, в том числе и после больших промежутков времени. Можно считать, что это не исключительные случаи, а общая закономерность деформирования объемов земной коры в тех ее частях, которые способны в законсервированном состоянии сохранять элементы однажды сформированной структуры.

В разных типах ОБ унаследованность проявляется неодинаково, что существенно зависит от тектонической (геодинамической) активности на площади ОБ и в его раме и от того, насколько далеко зашел процесс консолидации коры (на что, по-видимому, влияет не только время, прошедшее с момента консолидации, но также, и, вероятно, даже в большей степени, тепловой режим данного участка коры). Скажем, образование и развитие межгорных (внутригорных) впадин протекает в обстановке интенсивной тектоники как часть более общего процесса горообразования; в этом смысле впадины являются синтектоническими (а не посттектоническими) образованиями. Степень вовлеченности пород и структур фундамента может быть при этом очень высокой, что, например, показано для кайнозойских впадин Тянь-Шаня [Леонов М., 1993]. Во многом унаследованно развиваются также тектонические структуры в постаккреционных ОБ и вообще там, где структура не "закостенела", а направление действующих сил сохраняется. Сказанное приложимо к молодым платформам, для которых явление унаследованности особенно характерно – настолько, что специально изучавший его в 50-60е годы Р.Г.Гарецкий подчеркивал: "унаследованные дислокации... являются одними из наиболее характерных тектонических форм в их пределах" и предлагал даже выделять их "в особый тип структур, характерный для эпигерцинских платформ" [Гарецкий, 1962, стр. 280, 285].

Явление унаследованности в условиях ОБ наглядно проявляется при рифтогенезе, в немалой степени благодаря тому, что рифт представлен исключительно четко очерченными линейными структурами, для которых достаточно определенно выявляется соотношение со структурой субстрата. Рифтогенез играет большую роль в истории платформ на любых этапах их развития, но особенно значительное место ему принадлежит в начальные фазы формирования осадочного чехла, т.е. в начальные фазы плитной стадии платформы. Перед временем накопления осадочного чехла большинство древних платформ (Восточно-Европейская, Сибирская, Северо-Американская, Австралийская) прошли стадию рифтогенеза. При этом рифты, как правило, закладывались в соответствии со структурой фундамента, а затем, в свою очередь, служили местом локализации деформаций в последующие эпохи. Рассмотрим несколько примеров.

Система рифтов Восточно-Европейской платформы. Здесь устанавливается четкое влияние раннепротерозойских мегаструктур на местоположение рифейских-вендских и более поздних грабенов (авлакогенов). В этом промежутке времени имелось несколько эпох рифтообразования, которым соответствует несколько генераций рифтовых прогибов. По [Милановский, 1983, 1987], их насчитывается четыре. Но главные структуры образовались в две эпохи: в позднем рифее и раннем венде. Давно была показана связь рифейских рифтов со структурными элементами раннедокембрийского фундамента. Согласно [Кратц и др., 1979], в фундаменте различались изометричные в плане "поля" и линейные зоны ("межи"), в пределах которых и сосредоточены в основном рифейские рифтовые впадины. В настоящее время схемы строения фундамента стали более совершенными, и можно считать твердо установленной приуроченность крупнейших систем рифейских - вендских рифтов (авлакогенов), а именно Среднерусской, по некоторым авторам Центрально-Русской, (с подставляющей ее на юго-западе Волыно-Оршанской впадиной) и Пачелмской к главным сутурам и зонам сочленения крупных элементов раннепротерозойского фундамента Восточно-Европейской платформы. По [Bogdanova et al., 1996], такого рода сутуры разделяют три крупнейших сегмента фундамента платформы (террейна?): Фенноскандию, Сарматию и Волго-Уралию, объединившихся в единое целое, т.е. образовавших единую литосферную плиту в раннем протерозое. Другие авторы выделяют сегменты в раннепротерозойском фундаменте в деталях несколько по иному. Например, в работе [Galetsky et all., 1995] выделены не три, а четыре главных сегмента, или геоблока: Кольско-Карельский, Белорусско-Прибалтийский (в сумме они соответствуют Фенноскандии по С.В.Богдановой), Воронежско-Украинский (аналог Сарматии) и Волго-Камский (аналог Волго-Уралии). Но суть от этого сильно не меняется: положение сутур (межблоковых зон, подвижных зон и т.д. – в рассматриваемом аспекте точная идентификация этих структур не так важна), вдоль которых в рифее-венде закладываются рифтовые структуры, и их интерпретация как наиболее подвижных разделов в земной коре в главных чертах не ставится под сомнение. Можно привести и другие примеры исследований, исходящие из несколько отличных (в деталях) представлений о структуре фундамента Восточно-Европейской платформы, но тем не менее демонстрирующие принципиально такие же соотношения. В работе [Моралев и др., 1998] в качестве главного элемента структуры фундамента рассматриваются архей-

http://jurassic.ru/

ские сиалические ядра (нуклеары). Рифейские рифты располагаются либо в поясах между нуклеарами – в межнуклеарных зонах, представлявших собой на заключительной фазе формирования фундамента наиболее подвижные и в механическом смысле наиболее ослабленные зоны, либо вдоль радиальных разломов на площади нуклеаров. В работе [Эринчек и др., 1991] также подчеркивается, что простирание авлакогенов согласуется с простиранием структур фундамента; отдельные ветви авлакогенов расположены на месте раннепротерозойских складчатых поясов, и ветви сложных авлакогенов огибают древние гранит-гнейсовые ядра. Эта картина отличается от той, которая представлена в вышеупомянутых работах, но для большей части рифтов разница состоит в деталях. Кроме того, на современном уровне изученности схема деления фундамента платформы на сегменты (или геоблоки), предложенная в работах [Bogdanova et al., 1996; Galetsky et al., 1995], представляется геологически более обоснованной.

Рифтовые системы Восточно-Европейской платформы имеют сложное внутреннее строение и об их совпадении с протерозойскими сутурными зонами можно говорить, конечно, в общих чертах. Более детальная структура их взаимоотношений безусловно интересна, но сейчас расшифровать ее, как правило, невозможно: слишком велик разрыв между нашими знаниями о рифейских рифтах, главные черты строения многих из которых в общих чертах расшифрованы [Владимирова и др., 1997; Эринчек, Мильштейн, 1995], и о древнем фундаменте, изученном слабее. Не так уж важно также точное время возникновения рифтовой системы. Весьма вероятно, в частности, что рифейские отложения не являются синрифтовыми и первоначально залегали на платформе в виде чехла. Грабены же образовались позже, и рифейские отложения, сохранившись в них, были смыты с остальной площади платформы. Это, естественно, меняет хронологию событий, но не существо дела в части, касающейся унаследованности: факт унаследованности местоположения авлакогенов (рифейского ли, вендского ли возраста) от раннепротерозойского структурного плана несомненен.

Восточно-Европейская платформа служит также хорошим примером довольно обычного явления – повторного формирования рифтов на одном месте с возникновением так называемых телескопированных (вложенных один в другой) рифтов. Элементы рассмотренного выше структурного каркаса вновь регенерируются здесь в следующую эпоху рифтообразования – в девоне. В этом смысле рифейский рифтогенез (а еще раньше структурная неоднородность фундамента) предопределил местоположение девонских рифтов. По справедливому мнению Н.С.Малича с соавторами, "рифты, однажды возникнув, проявляют себя неоднократно как наиболее ослабленные зоны, вдоль которых стремятся разрядиться напряжения" [Малич и др., 1989, стр.188].

С точки зрения вопроса, как реагирует кора (литосфера) платформы на совокупность приложенных к ней сил и как эта реакция фиксируется в структуре платформы, определенный интерес представляет анализ всей суммарной системы нарушений, образовавшейся в итоге длительной истории платформы. Ибо это как раз та система неоднородностей в коре платформы, которая активизируется под воздействием приложенных к платформе сил. Отображением такой системы нарушений является карта линеаментов Восточно-Европейской платформы, составленная с использованием данных по различным видам тектонических нарушений и морфологических особенностей рельефа, на основании которой была построена карта плотности линеаментов, совмещенная с контурами девонских рифтов [Моралев и др., 1998]. По мнению авторов, карта показывает, "что большинство рифтовых структур совпадает с максимумами или полями высоких значений плотности линеаментов, что отражает их приуроченность к зонам наиболее интенсивных и, очевидно, неоднократных деформаций растяжения" [Моралев и др., 1998, стр.19]. Этот материал, однако, приводит и к другим, не менее интересным, как кажется, соображениям.

Дело в том, что на карте, наряду с совпадениями, иногда просто идеальными, имеются и многочисленные несовпадения: некоторые рифты расположены в области минимальной плотности линеаментов; наблюдается пересечение под различными углами рифтов и поясов высокой плотности линеаментов, местами до взаимно ортогонального их расположения, и т.д. Возможны, по-видимому, два варианта интерпретации этих соотношений. Первый вариант: система совокупности нарушений платформы, отраженная на карте линеаментов, не настолько консервативна, чтобы оставаться одной и той же в разные эпохи геологической истории – от девона до настоящего момента, когда геодинамическая обстановка наверняка менялась. Второй вариант: сеть линеаментов, как явление мелкого, по сравнению с рифтами, масштаба, в меньшей мере связана с крупными неоднородностями и, напротив, более точно отображает геодинамическую обстановку. Иными словами, для процесса формирования крупных структур кора платформы оказывается в сильной степени анизотропной средой, тогда как для процесса формирования мелких структурных элементов среда относительно более изотропна.

Система рифтов Сибирской платформы. Здесь имеется разветвленная система рифтов [Малич и др., 1989]. Каркас рифтовой системы образовался в докембрии, но в раннем протерозое, то есть раньше, чем на Восточно-Европейской платформе. Затем рифтогенез неоднократно повторялся, наиболее интенсивно в рифее и девоне. Пока, по-видимому, нелегко сказать, в какой степени раннепротерозойские рифты (авлакогены) наследуют тектонический план и структуру архейского-раннепротерозойского этапа, по крайней мере

http://jurassic.ru/

автору такие убедительные данные неизвестны. Однако дальнейшие эпизоды рифтообразования, в целом менее интенсивные, но с наибольшей активностью проявившиеся в рифее и девоне, использовали рифтовые структуры раннего рифея. В рифее окончательно сформировалась система рифтов Сибирской платформы. В девоне в результате регенерации этих структур происходило формирование узких глубоких грабенов и впадин с накоплением соленосных толщ. Мощность как рифейских, так и девонских пород в авлакогенах велика – до 6-10 км. Более позднее рифтообразование было не только слабее, чем в предыдущие эпохи, но и не захватывало всей платформы.

Характерной чертой рифтовых структур (авлакогенов) Сибирской плдатформы является их резко повышенная, по сравнению с остальными частями платформы, рудная минерализация. По данным [Малич и др., 1989], практически все крупные эндогенные месторождения, в первую очередь сульфидные медно-никелевые руды, алмазы, апатит-магнетитовые руды, имеют связь с палеорифтовыми структурами. Объяснение в самой общей форме состоит в повышенной проницаемости коры (литосферы) под рифтами, облегчающей вынос из глубин соответствующего материала. Вероятно, это свойство не только рифтов Сибирской платформы, но и других платформ.

Рифтовые структуры Индостана. Наблюдается аналогичное в общих чертах влияние протерозойских структур Индостана на расположение позднерифейских и палеозойских (гондванских, выполненных гондванскими отложениями) и мезозойских грабенов Индостанской платформы. Наиболее ярким примером здесь является Сатпурский шов, хорошо выраженный в современной структуре и в современном магнитном поле [Atchuta Rao et al., 1992; Qureshy, Iqballudin, 1992]. Он является одной из крупнейших тектонических линий Индостанского п-ва, отделяющей южную и среднюю части щита с субмеридиональным в целом простиранием докембрийских (в основном раннедокембрийских) структур от субширотного позднепротерозойского Сатпурского складчатого пояса и других складчатых поясов северной части Индостана. Эти две площади иногда рассматриваются как отдельные литосферные плиты позднего протерозоя (Южно-Индостанская и Северо-Индостанская плиты), при сближении и коллизии которых возник Сатпурский складчатый пояс и Сатпурский шов, как коллизионная сутура этого пояса. В дальнейшем Сатпурский шов неоднократно, начиная по крайней мере с виндхийского (позднерифейского) времени, активизировался уже в виде платформенной, внутриплитной структуры, носящей название линии (или линеамента) Нармада-Сон. К нему приурочен крупнейший на полуострове авлакоген (длиной до 1,5 тыс. км), или, скорее, система авлакогенов Нармада-Сон, от которой ответвляются грабены Годовари и Маханади, имеющие юго-восточное простирание. Грабены выполнены отложениями гондванского комплекса, имеющими возраст от верхов карбона (начиная с талчирских слоев ледникового происхождения) до раннего мела включительно общей мощностью более 6 км. Отложения карбона – начала мезозоя первоначально накапливались в обширных впадинах, но затем были на большей части континента уничтожены эрозией, сохранившись только в более поздних грабенах. Формирование грабенов, т.е. собственно рифтогенез (включая излияние траппов Раджмахал), датируется концом юры – началом мела [Хаин, 1979]. Грабены вдоль линии Нармада-Сон формировались также в кайнозое, вплоть до квартера [Choubey, 1989]. Таким образом, в данном случае наблюдаются периоды эпизодической регенерации (активизации) древней структуры – Сатпурского шва (в позднем рифее, в конце юры - начале мела), чередующиеся с длительными эпохами, в течение которых заметных движений и деформаций в названной зоне не происходило.

Позднекайнозойская рифтовая система Восточной Африки. В этой рифтовой системе наблюдаются как элементы унаследованности по отношению к древним структурам, так и элементы наложенности. Унаследованность проявляется в структурах разного масштаба [Милановский, 1969; Rosendahl, 1987]. Рифтовая система в целом и составляющие ее ветви (грабены западной и восточной ветвей Восточно-Африканского рифта) наследуют положение наиболее молодых складчатых зон докембрийского фундамента, обтекая территорию более древних кратонов. Местами кайнозойские грабены совпадают с грабенами палеозойского и мезозойского возраста. Примером служит кайнозойская зона Руфиджи – Руаха, унаследованная от системы раннемезозойских грабенов, выполненных отложениями системы Карру [Милановский, 1969]. Зоны аккомодации почти всегда наследуют древние простирания. Но кроме этого, типичной также является довольно хорошая корреляция с древней структурой отдельных частей грабенов и достаточно мелких структур рифтовой конструкции. Согласно заключению Е.Е.Милановского, разнообразие направлений и изломы рифтовых структур являются результатом их приспособления к ориентировке структурных направлений в фундаменте. Что касается структур среднего размера, то они, по [Rosendahl, 1987], ведут себя в рассматриваемом смысле по разному.

Верхнерейнский грабен. Избирательное использование структур основания при заложении рифта наблюдается в Верхнерейнском рифте. В работе [Illies, 1974] подробно анализируется этот вопрос. В окрестностях грабена простирание допермских складчатых структур имеет в основном северо-восточное (рудногорское) направление, косое по отношению к грабену. В то же время, в варисском комплексе имеются и параллельные грабену более поздние разрывы, в том числе сдвиги (рейнское направление), косо секущие варисские же

http://jurassic.ru/

структуры. В дальнейшем некоторое оживление движений по разрывам в зоне будущего грабена со сдвиговой составляющей имело место в ранней перми.

Раннемезозойская рифтовая система Ньюарк (атлантическое побережье Северной Америки). Эта рифтовая система образовалась в интервале от среднего триаса до низов юры на площади палеозойского складчатого пояса Аппалачей. Она протягивается от Мексиканского залива и п-ва Флорида в США до района к северу от Новой Шотландии в Канаде. Многочисленные грабены (Ричмонд, Ньюарк, Тейлорсвил, Фанди и др.), составляющие рифтовую систему, в основном приспосабливаются к палеозойской структуре. При формировании рифта горизонтальное растяжение было ориентировано в направлении СЗ-ЮВ, в целом поперек генерального простирания палеозойского складчатого пояса. В этом поле напряжений палеозойские структуры с СВ простиранием были ремобилизованы в форме сбросов, структуры с ВСВ простиранием – в форме левых сдвигов, структуры с ССВ простиранием – в форме правых сдвигов [Withjack et al., 1998].

Причина повторной локализации деформации в рифтовых зонах платформ (авлакогенах) заключается в механических особенностях литосферы этих зон. Процессы рифтинга, как приводящего к возникновению ясно выраженных рифтовых структур, так и в форме рассеянного, или так называемого диффузного рифтинга, вызывают изменение механических свойств литосферы: ее утонение, увеличение геотермического градиента и, как следствие этого, уменьшение прочности. Континентальные рифты представляют, таким образом, не только структурные неоднородности, но также зоны относительно горячей и менее прочной литосферы. Согласно расчетам П.Моргана и И.Рамберга, по работе [Tommasi, Vauchez, 1997], для релаксации таких термальных неоднородностей в достаточно широких рифтах требуется промежуток времени от 70 до 200 млн. лет (при мощности литосферы соответственно от 100 до 200 км). Но небольшие термальные контрасты между утоненной литосферой в рифтах и окружающей ненарушенной литосферой, достаточные, тем не менее, для поддержания контраста прочностных свойств, могут сохраняться и активно влиять на деформации в течение многих сотен млн. лет [Tommasi, Vauchez, 1997].

Еще один аспект унаследованности – инверсия рифтовых прогибов, смена обстановки растяжения (рифтового) на сжатие и превращение их в складчатые сооружения (в том числе с покровно-надвиговой структурой) с использованием имеющихся разрывов. Первичные разрывы, особенно краевые, образовавшиеся на стадии растяжения при формировании рифта (авлакогена), активизируются на стадии инверсии, меняя кинематику: сбросы стадии растяжения превращаются при сжатии во взбросы и надвиги. Это явление развито широко и может считаться типичным. Соответствующие модели эволюции авлакогенов предложены для многих объектов, например, для Донбасса [Соборнов, Хацкель, 1991], Миссурской впадины в системе рифтов Высокого и Среднего Атласа [Beauchamp et al., 1996], а также для Высокого Атласа в целом [Beauchamp et al., 1999], грабена Роны [Etheridge, 1986], системы рифтов Мидконтинента Северо-Американской платформы [Hinze et al., 1992]. В рифтах Мидконтинента в результате послерифтового сжатия произошла регенерация нормальных сбросов, сопровождавшаяся изменением кинематики и вызвавшая взбрасывание и надвигание с амплитудой в несколько км; установлено, что данные нарушения с глубиной выполаживаются и заканчиваются внутри или в основании вулканических пород, составляющих основную толщу синрифтовых образований. Возрастные соотношения рифтогенеза и последующей инверсии могут быть разные; здесь, по-видимому, нет определенных правил и все зависит от геодинамической ситуации (смены растяжения на сжатие) на данном участке платформы. Например, в Высоком Атласе конец эпохи рифтообразования датируется батом, а смена геодинамического режима и инверсия движений по существующим нарушениям с превращением главных сбросов во взбросы и надвиги приходится на эоценовое время, т.е. промежуток составляет около 100 млн. лет.

Механическая модель процесса и кинематика разрывов растяжения при повторном приложении к ним сил, т.е. при их реактивизации, рассмотрены в работе [Etheridge, 1986]. Случаи 1 и 4 (рис. 1.21) приводят к смещениям, соответственно, взбросовой и взбросо-сдвиговой кинематики. Таким образом сбросы при соответствующей ориентировке сил превращаются во взбросы на следующих этапах.

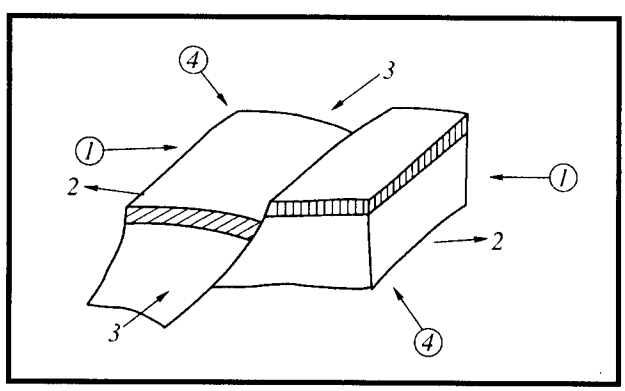


Рис.1.21. Кинематика разрыва при повторном приложении сил (направление приложения сил показано стрелками) [Etheridge, 1986]
1 – взброс, 2 – сброс, 3 – отсутствие смещения, 4 – сдвиг

Но кинематика движений вдоль одних и тех же сместителей может изменяться и в обратном направлении с превращением взбросов и надвигов в сбросы. Такая последовательность движений наблюдается в

http://jurassic.ru/

случае рифтинга и образования грабенов в зоне, испытавшей до этого смятие с образованием надвигов в условиях сжатия. Проиллюстрируем такого рода ситуацию на примере южной части кайнозойского рифта Рио-Гранде, где хорошо изученная на поверхности структура прослежена на глубину более 5 км вдоль линии сейсмического профиля COCORP [Cabezas, 1989]. Современная тектоническая структура этого участка (рис. 1.22) представляет собой итог двух главных эпох деформации (распадающихся на несколько эпизодов) с различными геодинамическим режимом и кинематикой движений (рис. 1.23). В первую эпоху (поздний палеоцен-ранний эоцен) описываемый участок вместе с обширной окружающей его площадью Северо-Американской платформы (плато Колорадо, Скалистые горы, территория Великих Равнин) подвергся сжатию. Его итогом было умеренное смятие пород в складки и образование чешуйчатых надвигов с перемещением к востоку (см. рис. 1.23 А). Затем последовали период планации и эпизод продольных сдвиговых смещений. После чего, во вторую эпоху (в интервале времени от конца олигоцена доныне) имели место несколько эпизодов растяжения,



Рис.1.22. Разрез через впадину Альбукерк в южной части рифта Рио-Гранде, вдоль линии сейсмического профиля DECORP приблизительно на широте 34-30° с.ш. [Cabezas, 1989]

1 – миоцен и плиоцен, 2 – верхний эоцен и олигоцен, 3 – палеозой и мезозой, 4 – докембрий, 5 – вначале надвиги (1), после инверсии сбросы (2), 6 – сбросы

Буквы на рисунке: Л – разрыв Ладрон (Ladron), М – разрыв Монтоза (Montosa)

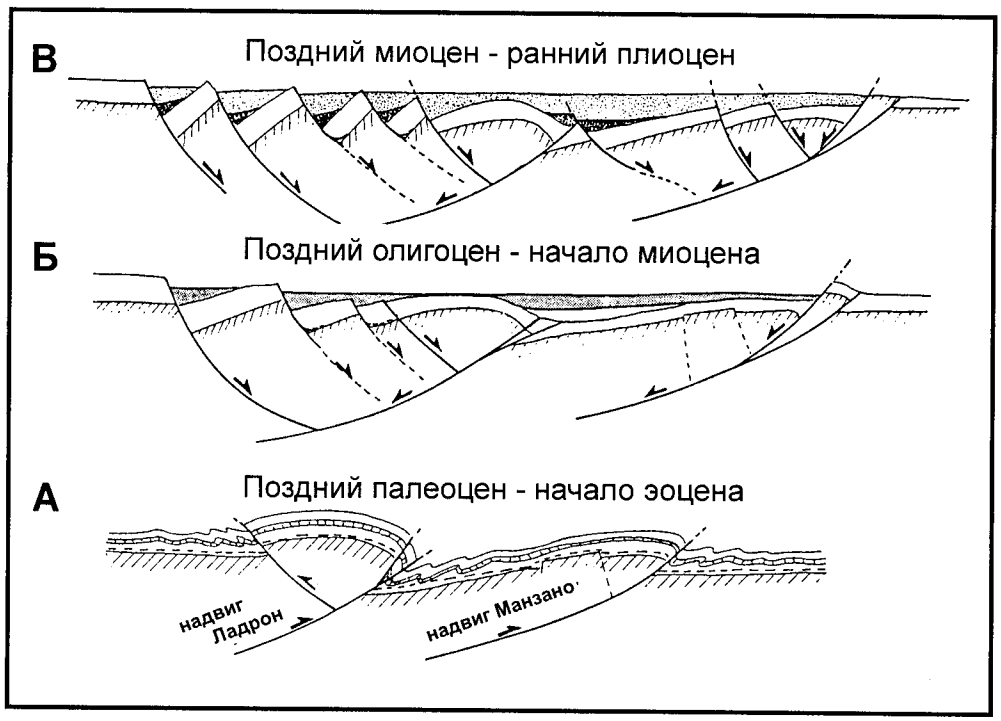


Рис.1.23. Последовательность движений в районе впадины Альбукерк в южной части рифта Рио-Гранде [Cabezas, 1989]

http://jurassic.ru/

вследствие которого произошли сбросовые смещения, частично использовавшие уже существующие плоскости разрывов (прежних надвигов и взбросов), и сформировался рифт Рио-Гранде (см. рис. 1.23 Б, В).

В недрах ОБ, особенно бассейнов с глубоким залеганием фундамента, обычно не представляется возможности судить о взаимоотношении и степени унаследованного развития конкретных структур фундамента и чехла. Принципиальное решение этого вопроса должно опираться на наблюдения в более благоприятных для этого областях. В этой связи важно отметить, что данные об унаследованном проявлении деформаций имеются для таких тектонически устойчивых элементов, как щиты древних платформ.

Интересные результаты в этом направлении были получены при исследованиях на территории Карельского массива Балтийского щита [Леонов М., 1997; Леонов М. и др., 1995, 1996, 1998]. Показано, что в течение платформенного этапа ранее сформированный кристаллический фундамент неоднократно подвергался ремобилизации. Причем это были не только блоковые движения и изгибы большого радиуса, но также и значительно более мелкие деформации, вызванные внутренним тектоническим течением материала горных пород. По комплексу структурных и геоморфологических признаков здесь выявлены также новейшие деформации. Они проявляются во многих особенностях современного рельефа, в смещении по новейшим и современным разрывам древних структур и в других признаках. Вместе с тем, их расположение довольно строго подчиняется древнему структурному плану (регулярное совпадение орографических форм с тектоническими структурами, зависимость расположения озерных котловин от расположения структурных элементов и т.д.), что позволяет рассматривать новейшую деформацию как процесс ремобилизации древнего структурного каркаса. При этом авторами приведена убедительная аргументация в пользу того, что современная структура и морфоструктура области являются результатом действия тектонического фактора, а не гляциоизостатических сил.

Невозможно представить, чтобы совпадение структурного плана фундамента, имеющего раннепротерозойский возраст, и плана новейших деформаций Карельского массива объяснялось постоянством ориентировки действующих сил в период времени от раннего протерозоя доныне, т.е. на протяжении более 1.5 млрд. лет. Совершенно очевидно, что за это время многократно менялась геодинамическая ситуация и в глобальной системе плит, и в окружении Балтийского щита, и, вероятно, на самом щите. Гораздо более естественным выглядит заключение, что регенерация древних структур произошла под действием сил, вызванных геодинамической обстановкой позднего кайнозоя, не имеющей отношения к обстановке того времени, когда формировалась структура фундамента.

Приведенные примеры так называемого унаследованного развития относятся к структурам мегамасштаба – наиболее крупным элементам внутренних частей плит. Их длительное существование легко объясняется эпизодической регенерацией некогда сформировавшихся структурных элементов. В каждый последующий этап геодинамическая обстановка (направление и величина приложенных к плите сил) может меняться как угодно, но распределение деформаций, проявляющихся в среде с уже сложившейся структурой, контролируется имеющимися неоднородностями. Наиболее подвижными оказываются элементы, расположение которых благоприятно относительно приложенных сил и наоборот. Естественно при этом, что кинематика относительно устойчивых элементов и разделяющих их нарушений в меняющемся поле сил и напряжений изменяется: унаследованность этого рода заключается в оживлении существующих структурных и вещественных неоднородностей, но совсем не в сохранении кинематических характеристик и других особенностей тектонического режима. Иллюстраций этого можно привести сколько угодно. Одними из ярких являются типичные случаи смятия осадочного выполнения авлакогенов, когда деформация в обстановке сжатия происходит не только в зонах рифтов, которые сформировались в обстановке растяжения, но обычно и с использованием тех же самых главных разрывных нарушений, кинематический тип которых трансформируется от сбросов к взбросо-надвигам. Примеры такого рода были приведены выше.

Из всех имеющихся данных следует вывод, что деформация и инверсия не являются непременными свойствами рифта. Это относится как к самому факту проявления (или не проявления) этих событий, так и к их форме, интенсивности и, что важно, времени проявления. Все эти параметры получают различное выражение, не являющееся функцией самого процесса рифтогенеза, но зависящее от внешних причин. Под этим углом зрения надо относиться к попыткам типизации рифтовых структур на основании их последующей, послерифтовой истории. Определенные вертикальные (временные) ряды событий и структур могут выделяться, как это сделано, например, в работе [Милановский, 1983], но они характеризуют всего лишь реакцию рифтовых зон на эволюцию геодинамической ситуации в раме, на платформе, например, а не ту или иную специфику эволюции рифтового процесса.

Сказанное выше относительно крупных структур континетальных платформ остается в силе и для структур меньшего масштаба, вплоть до мезоструктур (трещиноватости). Образно говоря, кора плит представляет собой мозаику элементов разного масштаба, при действии на которую меняющихся во времени полей напряжений происходит активизация части структур, их относительные разномасштабные подвижки, ротация и т. д.

http://jurassic.ru/

Из сказанного вытекает одно важное ограничение методического характера. Оно достаточно очевидно и не ново, но тем не менее не всегда учитывается на практике и поэтому не вредно подчеркнуть его еще раз специально. Это ограничение состоит в том, что без анализа кинематики, просто по анализу структурных рисунков (любого масштаба – от мегаструктур, подобных рассмотренным выше, до трещиноватости) нельзя определять напряжения и действующие силы. Как уже отмечалось, системы структур, т.е. структурные рисунки могут сохраняться и активизироваться на протяжении последовательных эпох в различной геодинамической обстановке, реконструкция которой требует знания кинематики.

Таким образом, влияние существующей структуры (pre-existing structure) на последующую историю любых тектонических элементов литосферных плит, в том числе ОБ, очень велико. Геологические данные позволяют воссоздать феноменологическую картину проявления процессов унаследованного развития, установить их закономерности и т.д. Выяснение причин и механизмов этого явления лежит в области механики. В основе явлений унаследованности, если их рассматривать в терминах механики, лежит закономерная связь между реологической неоднородностью внутриплитной коры и литосферы и локализацией деформаций. Древние зоны нарушений создают реологическую неоднородность коры. Их часто обобщенно называют ослабленными зонами, хотя роль играет не только меньшая прочность коры в их пределах, но и обусловленная ими локальная или региональная анизотропия механических свойств, о чем говорилось выше. В первую очередь эта реологическая неоднородность и анизотропия отражаются на распределении деформаций (тектонических нарушений), образующихся на последующих этапах. Но это прямое и наиболее очевидное следствие не является единственным. Деформациями, особенно крупными, контролируется и осадконакопление (распределение на площади разнофациальных осадков и их мощности), и проницаемость коры для магматических продуктов, флюидов и конвективного переноса тепла. Поэтому влияние существующей структуры, иначе говоря явление унаследованности, охватывает широкий спектр явлений – от осадконакопления до вторичных преобразований пород и особенностей магматизма. Существенное влияние она может оказывать также на современную геодинамику и на современные поля напряжений в пределах платформ и ОБ.

Роль ранее образованной структуры, создающей реологическую неоднородность литосферных плит, поддается математическому моделированию. Наиболее интересные результаты при этом получаются, как и обычно, в тех случаях, когда праобразом модели служит реальная геологическая ситуация.

В качестве одного из хороших примеров можно привести моделирование внутриплитной деформации в области зоны нарушений Борборема (Borborema shear zone) на северо-востоке Бразилии. Зона Борборема представляет собой систему нарушений (швов) позднепротерозойского возраста, состоящую из главного ствола нарушений (правого сдвига) северо-восточного простирания и ответвляющихся от него широтных правых сдвигов. Согласно результатам структурных исследований, данная система нарушений образовалась в условиях однородного поля напряжений континентального масштаба с субширотным направлением сжатия. Главное нарушение и его ответвления расположены в пограничной области между кратоном Сан-Франциско (на юге) и аккретированными к нему более молодыми элементами. Принимается (и подтверждается, кроме общих соображений, разной мощностью литосферы и разной величиной теплового потока), что эти элементы обладают различными реологическими характеристиками. Моделирование, воспроизводящее описанную обстановку, подтвердило, что в гетерогенном материале с первично заданным контрастом вязкости деформация четко локализуется в пределах ослабленных зон с меньшей вязкостью; при этом более детальные особенности распределения деформации, ее скорости и контрастности изменяются в зависимости от степени контраста вязкости коры на разных участках, но без нарушения главной закономерности [Tommasi, Vauchez, 1997]. Результаты моделирования согласуются с реальной картиной деформации в рассматриваемой области.

Рассмотренный пример относится к территории щита древней платформы, но полученные здесь соотношения, безусловно, имеют общее значение и применимы также к осадочным бассейнам и платформам в целом. Важным выводом из моделирования реальной обстановки континентальных платформ, является то, что деформация может интенсивно проявляться в дискретных зонах платформы (вспомним о внутриплитных складчатых зонах, связанных с авлакогенами) при ненарушенном состоянии обширных разделяющих их участков.

1.4.2. Пассивный и активный рифтогенез

Процессы и структуры растяжения играют вообще большую роль в тектонике континентальной и океанической коры, очевидно не меньшую, чем процессы сжатия. Проявления тектоники растяжения многообразны (рифт, области экстремального растяжения, аллохтоны растяжения, ОБ, обусловленные коллапсом и т.д.). Но рифт, рифтогенез в контексте проблемы осадочных бассейнов, и в первую очередь ОБ, образующихся на континентальной коре, на территории платформ занимает особое место. Многие, если не большинство, типы ОБ начинаются с формирования рифта, и нередко рифтогенез повторно (или впервые) проявляется в ходе их развития, накладываясь на отложения, накопившиеся при других тектонических режимах . Этим объясняет-

http://jurassic.ru/

ся то особое внимание, которое уделяется рифтообразованию в данной работе. Не будет, очевидно, большим преувеличением сказать, что понимание особенностей и механизмов рифтогенеза (в данном контексте прежде всего континентального) служит ключом к пониманию процессов образования многих типов ОБ.

Помимо этого, рифты являются зонами, где кора (литосфера) наиболее нарушена и проницаема. В них в значительной степени, особенно когда речь идет о континентальной коре, сосредоточены главные объемы потоков флюидов и тепла. Это делает рифты и располагающиеся над ними толщи осадочных бассейнов местом наиболее сильного преобразования пород чехла, проявления гидротермального литогенеза, перераспределения и вторичной концентрации вещества и образования скоплений минерального сырья, быстрого созревания нефти и т.д.

Одна из ключевых проблем общего значения – выбор между моделями пассивного и активного рифтогенеза. Эта проблема широко обсуждается в последние двадцать лет, но точка в дискуссии еще не поставлена. Не рассчитывая предложить окончательное решение, представляется уместным высказать на этот счет некоторые соображения.

Суть моделей пассивного и активного рифтогенеза состоит в следующем. В активной модели первопричиной образования рифта служит подъем астенолита, следствием чего является утонение коры, возникновение локальных растягивающих усилий и раскол коры с образованием рифтовых структур. В пассивной модели в качестве первопричины, напротив, рассматриваются напряжения в коре (внешнего, по отношению к району рифта, происхождения), ведущие к образованию трещины (рифта) и формированию астенолита; причину подъема астенолита часто видят в адиабатической декомпрессии, возникающей при расколе литосферы. На тему о пассивном и активном рифтогенезе существует большое число публикаций; библиография, например, приведена в работах [Continental rifts..., 1995; Rosendahl,1987].

Большинство авторов, касающихся этой проблемы, пытаются обосновать реальность какой-либо одной из названных моделей. Но в некоторых работах допускается возможность синтеза моделей, или точнее возможность действия в разных ситуациях обоих механизмов. Например, в [Hynes, 1990] сделан вывод, что две разные стадии распада Пангеи (одна в ранней юре, другая в мелу) происходили за счет разных механизмов рифтогенеза. В ранней юре имел место пассивный, в мелу активный рифтогенез. Причем в качестве главной причины, влияющей на возникновение одного или другого механизма, рассматривается скорость движения континентов относительно горячих точек. В ранней юре, в интервале 150-180 млн. лет, быстрое движение континентов не благоприятствовало активному рифтингу: плиты-континенты скользили быстрее, чем могли произойти нагрев и ослабление коры мантийными плюмами, что требуется для активной модели. При более медленном прохождении континентов над горячими точками, как это было в мелу в интервале 90-140 млн. лет, времени для прогрева коры и формирования астенолита было достаточно и, соответственно, реализовывалась модель активного рифтогенеза. Несколько иначе решается вопрос синтеза моделей в работе [Малкин, Шеменда, 1989], где предполагается, что крупные по площади горячие области с утоненной литосферой (очевидно, соответствующие понятию "highly extended terranes (HET)" – области экстремального растяжения) формируются по активному механизму, тогда как конкретные рифты и рифтовые зоны образуются в соответствии с моделью пассивного рифтогенеза.

Рассмотрим ряд особенностей рифтов, которые, как кажется, легко находят объяснение в рамках модели пассивного рифтогенеза и плохо согласуются с активной моделью. К ним относятся: а) повторное возникновение рифтов на одном месте; б) неочевидность связи или, во всяком случае, отсутствие постоянной связи с рифтогенезом так называемых "предрифтовых" проявлений вулканизма; в) обычная для деформаций рифтовых зон сдвиговая компонента и широкое развитие структур пул-апарт; г) часто наблюдаемая синхронность рифтообразования на разных континентах.

1.4.2.1. Повторное возникновение рифтов

В разделе, посвященном проблемам унаследованности, было показано, что рифты во многих случаях возникают в ослабленных зонах коры, сообразуясь с предшествующим структурным планом. Кроме того, достаточно типично и повторное образование рифтов на одних и тех же местах, что, скажем, прекрасно иллюстрируется примером Восточно-Европейской платформы, рассмотренным выше (телескопированные, как бы вложенные друг в друга, рифты). Нельзя утверждать, что такая зависимость от предшествующего структурного плана проявляется всегда, но, безусловно, это кардинальная особенность рифтогенеза, и она должна учитываться при выборе модели.

Этой особенности трудно найти объяснение в рамках активной (астенолитовой) модели. Для этого требовалось бы допустить исключительный консерватизм в размещении астенолитов, вызывающих формирование рифта. Подток глубинного горячего вещества (подъем астенолита) должен идти, либо повторяться снова и снова по одним и тем же каналам в течение огромных промежутков времени. В случае Восточно-Европейской платформы это интервал от рифея до середины девона. Во всяком случае, такое допущение вряд ли совместимос концепцией перемещения литосферных плит относительно субстрата. Иное дело многократная ремобилизация существующих структур, неоднородностей коры, ослабленных зон под действием приложенных к коре механических сил, но именно это и составляет принципиальную основу модели пассивного рифтогенеза.

http://jurassic.ru/

1.4.2.2. Предрифтовые режимы

При реконструкции истории развития рифтов большое внимание уделяется событиям, предшествующим рифтообразованию – так называемым "предрифтовым" явлениям или "предрифтовому режиму" (предрифтовый магматизм и пр.) [Грачев, Девяткин, 1997; Милановский, 1983; Разваляев, 1979]. Но суждение о генетической, причинной связи явлений на основании их последовательности во времени требует осторожности и подкрепления дополнительными аргументами.

В качестве признаков предрифтового режима в работе [Грачев, Девяткин, 1997], основанной прежде всего на анализе материала по Монголо-Байкальской области (Монголии, Северо-Восточному Китаю, Витимо-Становой и Восточно-Саянской областям), перечисляются: а) ареальный базальтовый вулканизм, локальный или на значительных площадях, близкий по составу лав к рифтовому — недифференцированные щелочные базальтоиды обычно с ксенолитами шпинелевых и/или гранатовых лерцолитов (главный признак); б) тепловой поток в 1.5 – 2 раза выше, чем на платформах; температура на границе кора/мантия повышается до 700-800°С (против обычной 300-400°С), что следует из условий генерации магм; в) более значительные, чем на платформах, амплитуды вертикальных движений, но при одинаковых мощности и составе осадочных формаций; г) активное формирование разрывов; доминирует сдвиговый тип деформации со сбросовой или взбросовой составляющей, но характерно также развитие и структур растяжения – небольших по размеру грабенов с разной ориентировкой.

А.Ф.Грачев и Е.В.Девяткин в названной работе ограничивают диапазон существования предрифтового режима временем от позднего мела до начала позднекайнозойского рифтообразования.

Значительно дальше идет в этом вопросе А.В.Разваляев, первым или одним из первых введший в обиход представление о предрифтовом режиме [Разваляев, 1979]. В качестве "дорифтового этапа" для Байкальского рифта он рассматривает историю, начиная от раннего палеозоя; по отношению к рифту Красного моря, также позднекайнозойскому, – всю фанерозойскую историю красноморской области, начиная с позднего рифея – раннего палеозоя. В красноморской области в указанных временных рамках им выделяется несколько эпох магматической активности с чередованием пород щелочно-ультраосновной, щелочно-базальтоидной и толеит-базальтоидной (трапповой) формаций. Идея состоит в том, что многократно повторявшийся магматизм вызывает термическое "расшатывание" мантии и коры, приводящее в итоге к рифтогенезу [Милановский, 1983; Разваляев, 1979]. Трудно судить о физическом смысле явления, обозначенном словом "расшатывание", но во всяком случае невозможно представить, как, например, "расшатывание" мантии и прогрев коры на первом этапе, закончившемся в начале палеозоя на рубеже около 500 млн. лет, могут оказывать влияние на процессы в позднем кайнозое при реальных скоростях конвективного выноса и диссипации тепла. Так что если с формальной точки зрения здесь все в порядке, это действительно дорифтовая история, то для понимания причин и механизмов рифтогенеза какого-либо смысла в выделении такого "этапа" не просматривается.

Похоже, что предрифтовые явления имеют отношение к рифту постольку, поскольку представляют собой фактор, способствующий образованию ослабленных зон. Сами по себе они не вызывают формирование рифта, но если геодинамические условия, необходимые для рифтообразования (растягивающие усилия), в каком-то объеме коры создаются, то рифт локализуется в этих, ослабленных зонах. Именно в этом заключается глубокий смысл и значение для рифтогенеза предрифтовых режимов, но в понимании не А.В.Разваляева, а в более четком понимании А.Ф.Грачева и Е.В.Девяткина. Это утверждение приблизительно совпадает с позицией последних авторов, которыми подчеркивается и обосновывается конкретными примерами (кайнозойский вулканизм предрифтового типа в Северном Тянь-Шане) положение, согласно которому "развитие предрифтового режима не подразумевает обязательного перехода его в режим рифтогенеза" [Грачев, Девяткин, 1998, стр.5].

Справедливо и обратное: заложение некоторых рифтов вообще не предваряется вулканизмом. Примеры этого можно привести для рифтов разного возраста: рифт Северного моря (начало рифтогенеза в самом конце перми – начале триаса), Верхнерейнский грабен и др.

Все указанные случаи можно наблюдать практически рядом на примере Африканского континента (рис. 1.24): в Восточноафриканском поясе рифтогенез в целом предварялся вулканизмом, хотя и здесь многие отдельные рифтовые структуры (особенно в западной ветви пояса) лишены вулканизма; в области рифта Бенуэ предрифтовый вулканизм был очень незначительным; в Ахаггаре и Тибести имел место интенсивный, казалось бы "предрифтовый" вулканизм, но образования рифта за ним не последовало.

Из сказанного естественно сделать вывод, что рифтообразование и предрифтовые явления, скорее всего, причинно между собой не связаны, в том смысле, что они не представляют обязательные стадии единого процесса. Предрифтовые явления служат фактором, способствующим рифтообразованию, но не ведущим к нему в обязательном порядке. Предрифтовый режим, таким образом, выполняет при рифтогенезе ту же функцию, что и неоднородности предшествующей структуры. Оба эти фактора подготавливают условия для реализации рифтогенеза: создают ослабленные участки коры, благоприятные для образования рифта в случае возникновения достаточных по величине и надлежащим образом ориентированных растягивающих усилий (пассивная модель).

http://jurassic.ru/

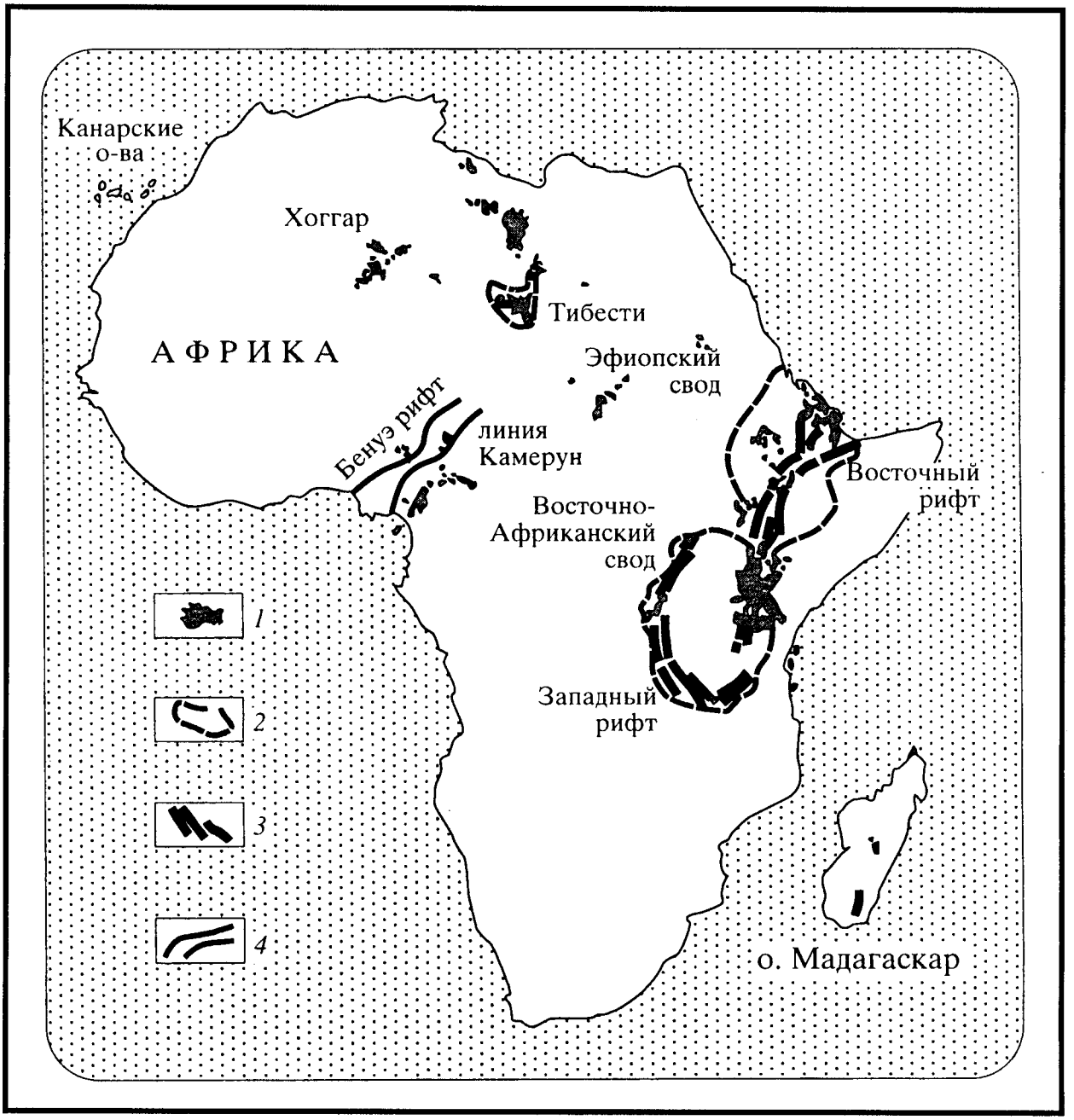


Рис.1.24. Различные типы соотношения магматизма и рифтовых структур на территории Африки, по [Morley, 1989]
1 – ареалы магматизма, 2 – контуры сводовых поднятий, 3 – 4 – основные рифты: 3 – докайнозойские, 4 – позднекайнозойские

В дальнейшем, по завершении рифтогенеза, развитие территории рифтов может идти по разному в зависимости от складывающейся геодинамической обстановки: образование над рифтом широких ОБ – синеклиз; смятие осадочного чехла в пределах рифта с образованием внутриплатформенных складчатых сооружений и т.д. Но эти последующие варианты развития уже не имеют отношения к процессу рифтогенеза.

Сказанное выше не распространяется на явления спрединга в любой его форме. Хотя растяжение является составной частью спрединга, последний принципиально отличается от процессов континентального рифтогенеза. Ведущая роль в нем принадлежит активному восходящему потоку мантийного вещества и, следовательно, его развитие идет по типу активной модели.

Также нельзя, по-видимому, отождествлять с рифтогенезом формирование пассивных окраин. Рифтогенезом – явлением импульсным и относительно кратковременным определяется только начало этого длительного процесса. Тот факт, что в зонах рифта, в том числе

http://jurassic.ru/

в тех, которые имели отношение к формированию пассивных окраин, долгое время может сохраняться тектоническая активность в тех или иных формах [Лобковский, Хаин, 1989], не противоречит сказанному, поскольку эта активность имеет отношение уже не к рифтогенезу, а свидетельствует о последующей регенерации сформированных при рифтогенезе структур.

1.4.2.3. Кинематика смещений в рифтовых зонах

Еще один довод в пользу пассивной модели – кинематика смещений в рифтовых зонах. Установленные для Байкальской рифтовой системы закономерности, рассмотренные выше, получают естественную интерпретацию, если допустить, что начальным импульсом для образования рифтовых структур послужил не подъем мантийного астенолита, а действие удаленных сил. Они создали в данном участке коры, в том числе в зоне главного ствола рифта, обстановку транспрессии, в которой возникли не грабены растяжения (чего, вероятно, следовало бы ожидать, если бы причиной было поднятие мантийного астенолита), а структуры типа пул-апарт. И только потом, когда разрыв коры уже произошел, ведущая роль могла перейти к воздействию поднимающегося астенолита и возникновению обстановки растяжения. Если при этом формировалось сводовое поднятие, то величина возникающих за счет этого напряжений растяжения в верхней части коры может стимулировать дальнейшее развитие рифта. Таким образом, развитие событий легко укладывается в модель пассивного рифтогенеза, предусматривающую первичность разрыва коры за счет действия внешних сил и вторичность образования астенолита.

Заметим, что деформации по типу пул-апарт соответствует и наблюдаемый в плане рисунок разрывов и частных структур Байкальского рифта. Многие из них имеют характерное диагональное расположение по отношению к общему простиранию грабена оз. Байкала, наблюдаются и признаки кулисного расположения.

Наличие сдвиговой компоненты в рифтовых зонах свидетельствует не о простом растяжении в горизонтальной плоскости, ориентированном ортогонально к оси рифта, а о сдвиговом режиме в обстановке транспрессии. А это плохо вяжется с моделью, отводящей астенолиту главную роль в формировании напряжений, вызывающих образование рифта.

1.4.2.4. Синхронность рифтообразования в различных областях

Следующий аргумент в пользу пассивной модели – это коррелируемость рифтовых событий в глобальном масштабе, во-первых, между собой, во-вторых, с другими тектоническими событиями.

Анализируя процесс распада Пангеи в интервале времени от позднего палеозоя до раннего мела, В.Г.Казьмин пришел к выводу, что для этой эпохи характерна синхронность, может быть, глобальность рифтогенеза на огромных площадях. Это заставляет сомневаться в автономности происхождения отдельных рифтов; предположение о возможности синхронного развития множества диапиров представляется маловероятным [Казьмин, 1987].

Еще один пример – активизация рифтогенеза в фамене, которая фиксируется в самых разных тектонических провинциях Евразии, удаленных друг от друга на тысячи километров: Казахстан, Тянь-Шань, Восточно-Европейская, Сибирская, Южно-Китайская платформы, Омолонский массив [Веймарн, Милановский, 1990].

Синхронность рифтогенеза в глобальном масштабе, а также его корреляция с другими тектоническими явлениями на примере девонской истории континентов и эпохи новейшей (позднекайнозойской) активизации была рассмотрена в публикациях автора [Леонов, 1972, 1976, 1980]. С тех лет получены новые данные, показывающие необходимость уточнения и ревизии многих деталей тогдашних выводов. Но принципиальных результатов исследования они не меняют. Полученные тогда выводы в основе своей остаются в силе и могут служить подтверждением тезиса о синхронности (с определенной точностью) проявлений рифтогенеза в глобальном масштабе.

Эти данные по корреляции проявлений рифтогенеза находят простое объяснение в рамках пассивной модели: они могут рассматриваться как результат действия на литосферу или земную кору сил, возникающих за счет глобальных геодинамических процессов в определенные периоды времени. Представить же возможность первичного синхронного развития диапиров, разбросанных по разным континентам, значительно сложнее.

Таким образом, приведенный выше материал и его анализ служат аргументом в пользу модели пассивного рифтогенеза. Применение их к модели активного рифтогенеза требует, как кажется, достаточно изощренных усилий, и неясно, могут ли они увенчаться успехом. Вместе с тем, нельзя отвергать и соображения тех авторов, в том числе упомянутых выше [Khain, 1992 и др.], которые ищут пути согласования обеих концепций. Но необходимо подчеркнуть, что многие при этом упускают из виду то обстоятельство, что смысл рассматриваемых моделей состоит не в том, по какому механизму функционирует рифтовая структура в процессе своей эволюции, а только в том, как рифт возникает, какие факторы при этом первичны. Приоритет, отдаваемый модели пассивного рифтогенеза, это лишь признание того, что сам по себе прогрев коры, связанный с астенолитом, плюмом, не приводит к возникновению рифта, если отсутствуют внешние растягивающие усилия.

Пожалуй, единственная принципиальная трудность, возникающая при разработке модели пассивного рифтогенеза состоит, как считают некоторые авторы, в неясности того, что служит источником больших девиаторных напряжений, требуемых для нарушения сплошности литосферы. По данным из работ [Ботт, 1990; Bott, 1981], величина напряжений, необходимая для образо-

http://jurassic.ru/

вания грабена глубиной в несколько км, оценивается в 100 МПа. Что касается тех ограничений и критериев, которые вытекают из результатов моделирования глубинных процессов, то они, безусловно, интересны как показатель принципиальной возможности (или невозможности) действия определенных механизмов, но, как правило, не дают ответа на вопрос, какой из теоретически возможных механизмов реализуется в действительности.

1.4.3. Метаморфизм в глубоких горизонтах чехла и фундаменте осадочных бассейнов

Особую проблему, мало изученную, но чрезвычайно важную в теоретическом и практическом отношении, представляют тектонические и метаморфические процессы в глубоких частях ОБ (как в осадочных породах чехла, так и в фундаменте), особенно когда основание осадочной толщи находится на глубине 10-20 км. Такого порядка глубины наблюдаются главным образом в ОБ перикратонного типа и в авлакогенах. Прямые наблюдения в этом случае редки. Они возможны, когда породы основания впадины или рифта вторично выводятся на поверхность (эксгумируются) в складчатых сооружениях. На материале Пиренеев, например, был поставлен вопрос о возможности метаморфизма высоких температур и низких давлений в поднятых на поверхность породах нижнего палеозоя, предположительно залегавших первоначально в основании рифта [Wickham, Oxburgh, 1985]. Однако такие случаи не только редки, но чаще и не бесспорны, так как принадлежность пород к рифту определяется обычно по их составу без информации об обстановке их накопления, о чем уже говорилось раньше. Поэтому решающее слово принадлежит термобарометрическим расчетам и моделированию, которые в отсутствие прямых наблюдений позволяют, конечно, судить лишь о возможных тенденциях.

Моделирование метаморфизма погружения в рифтах, авлакогенах и других впадинах с аналогичным режимом погружения [Ревердатто и др., 1992; Ревердатто, Шепелев, 1998; Фридингер и др., 1991] показывает возможность появления фации зеленых сланцев на глубинах более 8-9 км, что приблизительно соответствует изотерме 250°С. При меньших размерах погружения метаморфизм обычно не превышает пренит-пумпеллиитовой фации. Более высокотемпературные фации в рифтах, по-видимому, не проявляются. Последнее справедливо, конечно, при отсутствии дополнительного тектоно-термального воздействия на породы, например связанного с внедрением магмы основного состава. Интересная особенность данной модели состоит в том, что в ОБ рассматриваемого типа остывание астеносферы и уменьшение со временем теплового потока вызывает необычный ход метаморфизма: при продолжающемся погружении и, следовательно, росте давления температура снижается.

В осадочных бассейнах установлено широкое развитие явлений метасоматоза [Карнюшина, 2001]. Метасоматические процессы развиваются "вследствие появления в зоне катагенеза флюидов, неравновесных по отношению к насыщающим ее водным растворам" [Карнюшина, 2001, стр. 15]. Они вызывают не только формирование новых минеральных ассоциаций, но также существенно меняют состав и строение толщ горных пород, вплоть до образования вторичных геологических тел и преобразования резервуаров углеводородов. Эта, безусловно, очень важная тема подробно обсуждается в главе 3, где рассматриваются вопросы литогенеза погружения, но здесь хотелось бы обратить на нее внимание вот по каким соображениям. Метасоматические процессы изучены во многих, в первую очередь нефтегазоносных ОБ, однако исследованные глубины не превышают, как правило, 4-5 км. Если на этих глубинах метасоматоз получает интенсивное развитие, то приходится, очевидно, ожидать многократного возрастания интенсивности этого процесса на глубинах в 10-20 км. Это лишний раз подтверждает предположение о проявлении в глубоких ОБ процессов преобразования вещества, серьезным образом влияющих и на состав, и на тектоническую структуру соответствующих горизонтов.

1.4.4. Поднятие и эрозия на площади осадочных бассейнов

Одним из важных аспектов изучения осадочных бассейнов является оценка величины поднятия (воздымания) и эрозии (денудации) в процессе развития бассейна. Оценка этих параметров важна по многим причинам. Она необходима: для общей реконструкции истории формирования и геодинамики бассейна; для операций, связанных с численным моделированием истории формирования бассейна; для решения практических задач, связанных с формированием, сохранением и преобразованием залежей минерального сырья и прежде всего углеводородов.

Последнее обстоятельство во многих случаях играет большую роль. Эпохи поднятия и эрозии, особенно если они отличаются заметными масштабами и длительностью, могут сопровождаться перестройкой флюидо-гидродинамического режима осадочных бассейнов с вытекающими отсюда последствиями для процессов литогенеза, вторичного перераспределения вещества, формирования концентраций минерального сырья и углеводородов (рис. 1.25). Определение размеров поднятия и эрозии местами приобретает большое значение для разведки и разработки нефтяных и газовых месторождений: иногда поднятие даже в первые сотни метров может вызвать опустошение резервуаров. Поэтому данной проблеме в последнее время уделяется повышенное внимание. Сошлемся на один из примеров – объединенную в сборнике серию статей по оценке про-

http://jurassic.ru/

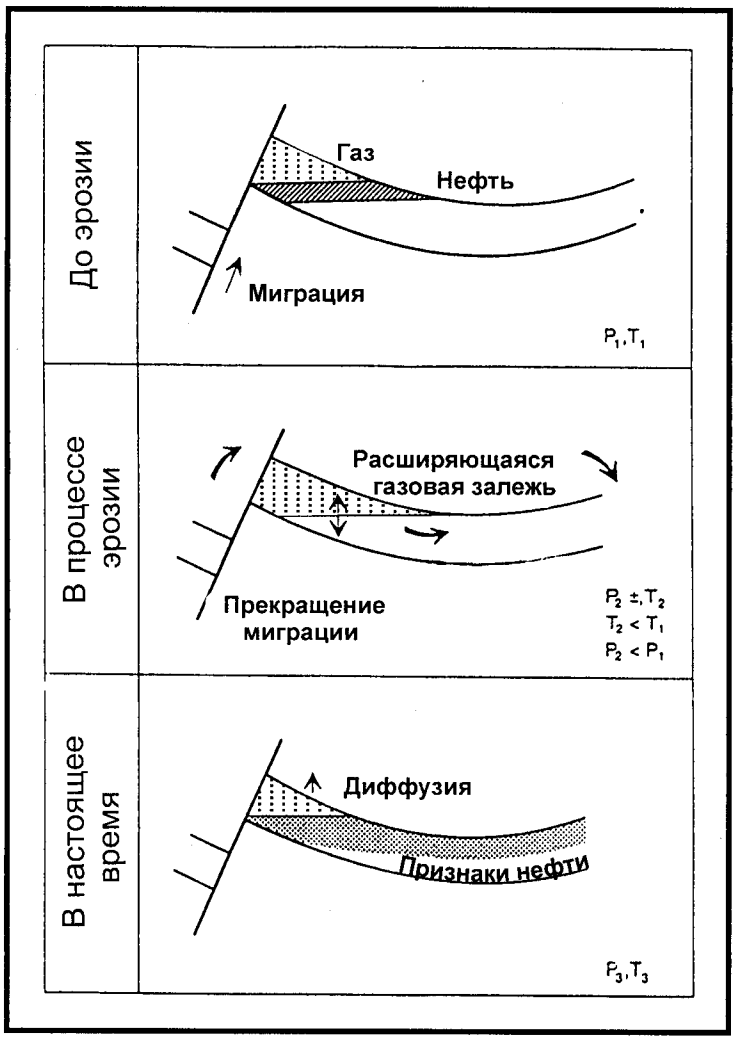


Рис.1.25. Влияние эрозии и поднятия на аккумуляцию углеводородов. При остывании, вызванном эрозией, генерация углеводородов блокируется, нефть перераспределяется за счет расширения газовой залежи, по [Riis, 1992]

цессов послемелового поднятия и эрозии и их влияния на аккумуляцию и сохранность углеводородов для осадочных бассейнов по периферии Балтийского щита [Post-Cretaceous uplift..., 1992].

Надо сказать, что применение все более совершенной методики показывает более значительные размеры поднятия и эрозии в осадочных бассейнах, чем предполагалось ранее. Это относится и к указанному примеру периферии Балтийского щита. Например, в юго-западной части Баренцева моря величина эрозии в кайнозое доходит до 3 км (рис. 1.26) [Riis, 1992]. На территории осадочного бассейна Западной Канады удалена верхняя часть разреза мощностью 1,4 км [Magara, 1976].

Вообще следует, по-видимому, признать, что в большинстве разрезов осадочных комплексов большая часть колонки приходится на перерывы в осадконакоплении, в том числе на эпохи размыва, во время которых могут удаляться значительные по мощности толщи. Это явление играет особенно важную роль в ОБ длительного развития, как например в ОБ древних платформ (кратонов). Как отмечалось в соответствующем разделе, осадочная летопись этих ОБ обычно состоит из нескольких комплексов (последовательностей), разделенных длительными перерывами, в течение которых могли быть эродированы значительные по мощности и объему толщи пород. Но это очевидный случай, когда перерывы видны, так сказать, невооруженным глазом; намного шире, вероятно, чуть ли не повсеместно распространены скрытые перерывы и эпизоды поднятий, обнаружение которых требует специального исследования (рис. 1.27).

Указанное обстоятельство вызвало необходимость введения двух понятий для обозначения темпов накопления осадков: "скорость седиментации" (для эпизодов непрерывного осадконакопления) и "скорость накопления осадочной толщи", которые могут сильно различаться.

Дополнительную информацию о возможных размерах поднятия и эрозии на древних платформах дают данные по площади щитов. Выход на дневную поверхность пород глубинного происхождения сам по себе является свидетельством сильного поднятия и глубокого размыва. Возможно, его большая часть приходится на доплитную стадию развития платформ, т.е. на время до начала формирования осадочного чехла и настоящих ОБ. Но заметная доля остается и на собственно плитную стадию. Например, по результатам новейших исследований с использованием apatite fission track анализа для территории щитов (кратонов) Восточной Бразилии (Сан-Франсиско и др.) установлена глубина эрозии до 7 км за время, начиная с рубежа 130 млн. лет, причем большая доля этой цифры относится к двум импульсам – 130 и 60-80 млн. лет [Harman et al., 1998].

Применяется несколько методов количественной оценки поднятия в осадочных бассейнах, которые позволяют констатировать не только факт поднятия (о чем можно судить по перерывам в разрезах), но и давать с той или иной точностью его количественную оценку. Все эти методы основаны на необратимых изменениях физических свойств вещества в зависимости от глубины погружения и мощности перекрывающих осадков (т.е. в конечном счете в основном от давления и температуры). Преимущество методов, опирающихся на изменение свойств вещества горных пород и минералов при их перемещении по вертикали и в поле давлений и температур, состоит также в том, что они дают возможность выявлять даже такие эпизоды поднятия, которые не вызывают формирования перерывов.

http://jurassic.ru/

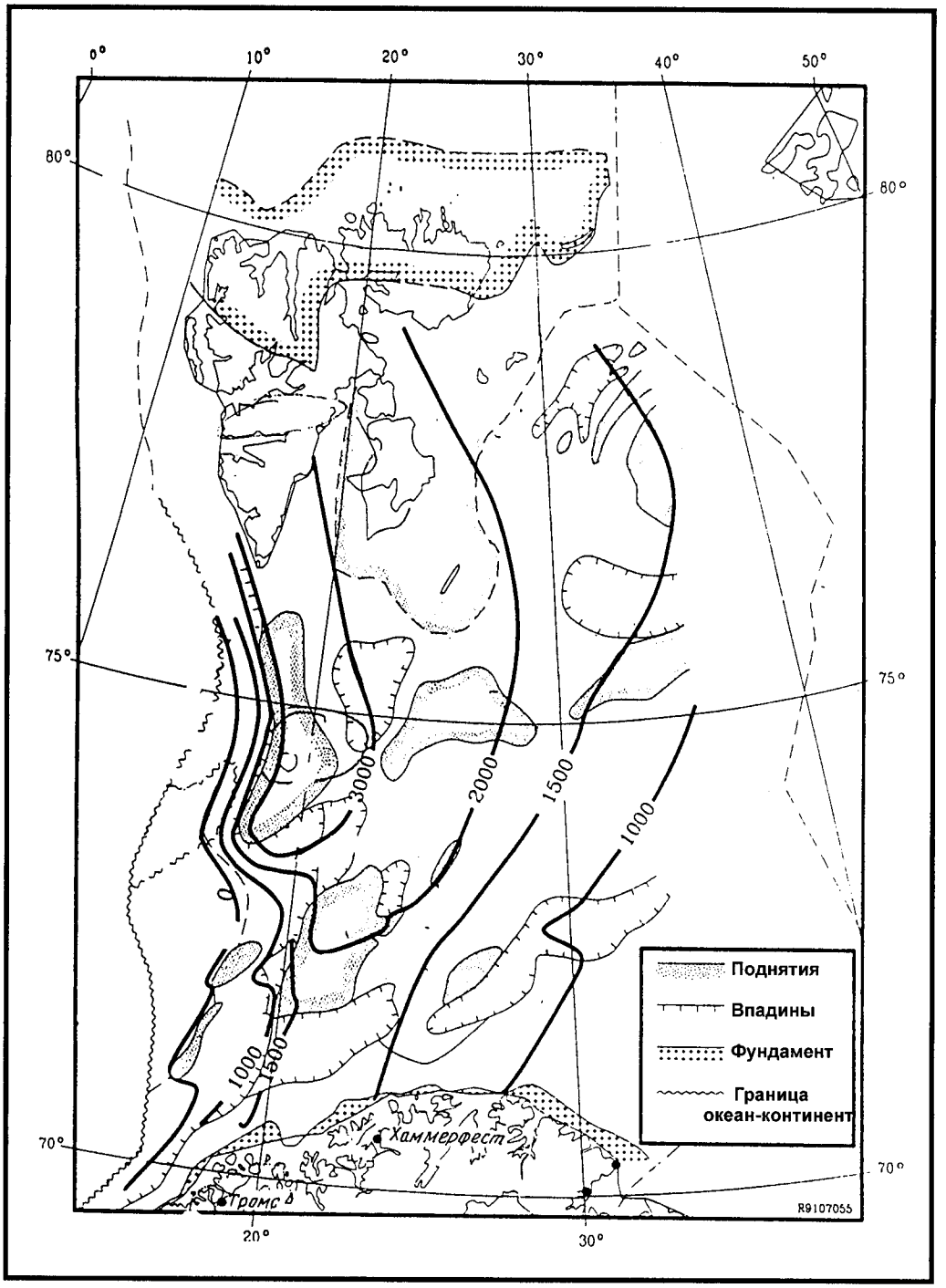


Рис.1.26. Суммарная мощность осадков, удаленных за счет эрозии в кайнозое в восточной части Баренцева моря (изолинии, км), по [Riis, 1992]

Следует упомянуть также, что в некоторых случаях факт и амплитуда размыва реконструируются и более прямыми способами с помощью геометрических построений на геологических профилях и определения палеобатиметрии по форме клиноформ. Эти способы подробнее рассматриваются в главе 6.

В основе большинства методов, при всем их разнообразии, лежит сравнение "нормальных" (экспериментально и теоретически рассчитанных) кривых изменения свойств с глубиной с реально наблюдаемыми кривыми. По расхождению между ними устанавливается мощность эродированных осадков.

Наиболее известные и принятые на практике методы перечислены ниже. Здесь не ставится задача дать их полное описание. Мы ограничимся только некоторыми пояснениями, адресуя читателей для более пол-

http://jurassic.ru/

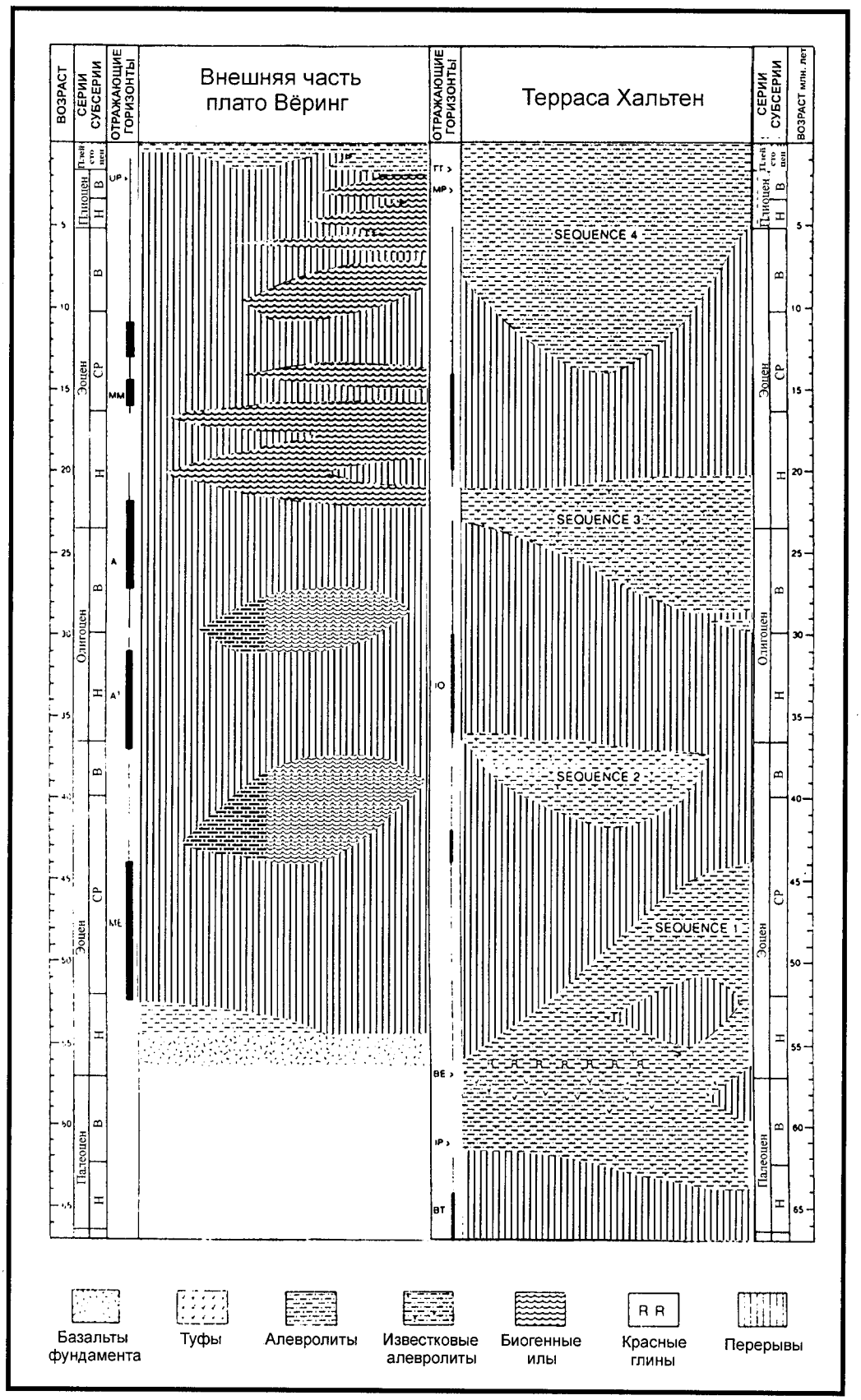


Рис.1.27. Соотношение интервалов, заполненных осадками, и интервалов отсутствия осадков (соответствующих эпохам "ненакопления" осадков и перерывам за счет размыва) в разрезах кайнозойских отложений плато Вёринг и террасы Хальтен, по [Riis, 1992]

http://jurassic.ru/

ного знакомства с ними к соответствующей литературе. К числу упомянутых методов относятся следующие.

1. **Fission track анализ** (по апатиту, циркону). В основе метода лежит измерение плотности и длины fission track в апатите (apatite fission track -AFT), реже – в цирконе. Метод пригоден для реконструкции термической истории породы в области низких температур (до 50-125°С в зависимости от состава апатита) путем датирования эпизодов смены температурного режима. При возрастании температуры выше указанных значений в апатите происходит укорочение и залечивание следов. Оценка величины поднятия зависит от термической истории породы (бассейна). Точность метода составляет ±500-1000 м и сильно зависит от точности определения величины геотермического градиента [Skagen, 1992].

Особенно хорошие результаты дает использование этого метода в сочетании с другими. В частности, комбинация методов fission track и отражающей способности витринита может с успехом использоваться для изучения истории ОБ, испытавших инверсию, в первую очередь платформенных, эволюция которых проходит при умеренных температурах. Примером служит изучение истории бассейна Буллер Колфилд на севере южного острова Новой Зеландии [Kamp et al., 1996]. Как показало исследование, современный бассейн представляет собой маленький остаток палеогенового прогиба (полуграбена) с первоначальной мощностью палеогеновых осадков 6 км, испытавший инверсию и поднятие в неогене; от всей этой мощности сейчас сохранилось около 300 м осадков, т.е. за время миоцен-квартер была размыта толща мощностью без малого 6 км (рис. 1.28). Не останавливаясь на технике исследования, отметим, что в его результате были установлены и датированы две фазы сжатия в миоцене, предшествовавшие восходящим движениям в квартере, сформировавшим современный рельеф. При этом удалось дать не только суммарную реконструкцию для бассейна, но и отдельных его структур. Практическое и теоретическое значение таких исследований очевидно.

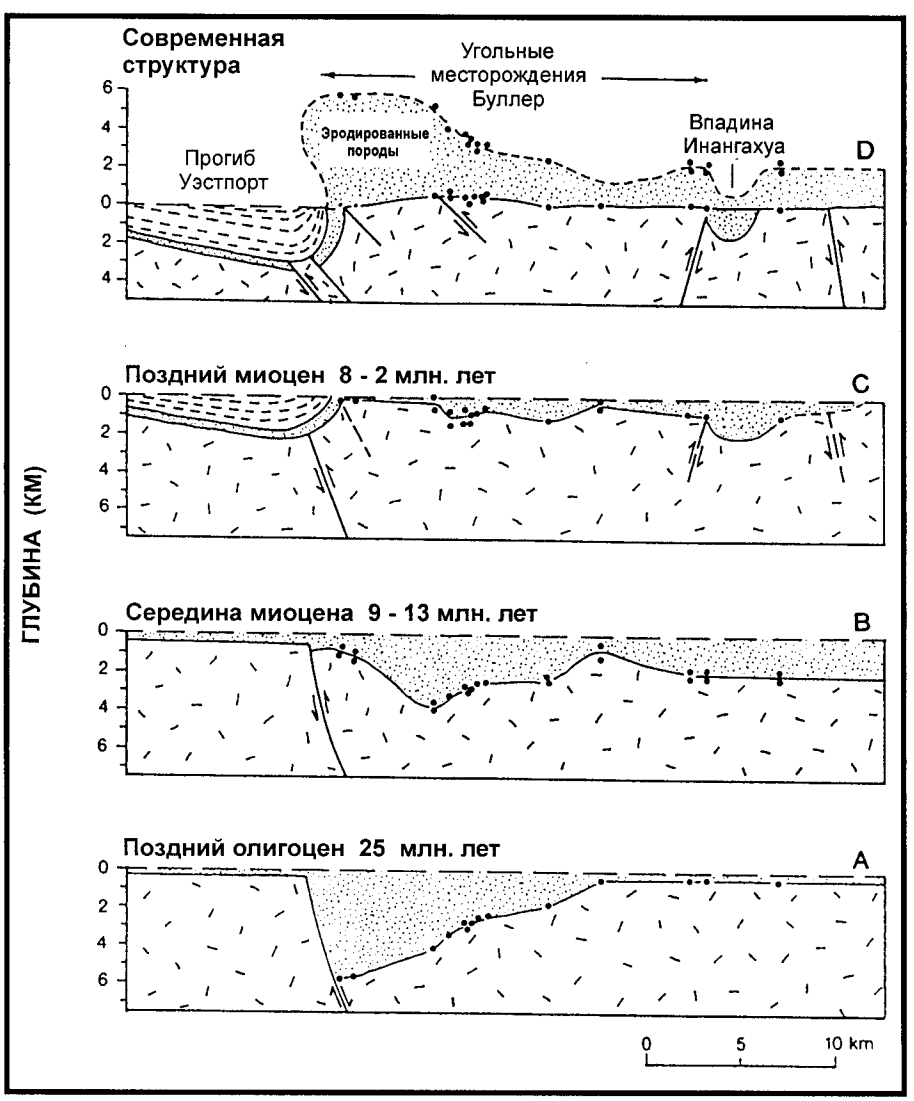


Рис.1.28. Эволюция бассейна Буллер, Новая Зеландия, по [Kamp et al., 1996]
Пунктир на верхнем профиле — воображаемое местоположение кровли верхнеолигоценовых осадков при отсутствии эрозии; остальные объяснения в тексте

2. Переход **опал А – опал СТ – кварц**, зависящий от глубины погребения пород. Метод основан на представлении о трансформации опала-А в опал-СТ при температуре 40-50° С и переходе его в кварц при температуре 80° С. Оценка глубины перехода делается исходя из геотермического градиента и зависит от точности определения последнего. Точность ограничивается, кроме того, постепенным характером перехода опала в кварц. В лучшем случае она составляет ±500м [Skagen, 1992].

3. **Диагенетические преобразования глинистых минералов**. Одним из них является кристаллизационный индекс (crystallinity index) иллита. Метод основан на оценке степени преобразования аутигенного иллита при его погружении на глубину. Кристаллизационный индекс зависит в первую очередь от температуры и давления. Необходимыми условиями применения метода являются знание геотермического градиента и на-

http://jurassic.ru/

личие контрольной скважины, в которой породы не испытали поднятия. Кроме того, при использовании этого метода необходимо учитывать то обстоятельство, что процесс формирования иллита зависит также от ряда других, плохо поддающихся количественному учету факторов, таких как состав поровых вод, конкретная кинетика реакций, время; важно также надежное отделение аутигенного иллита от обломочного. Точность метода не превышает ±500 м [Skagen, 1992].

4. **Уплотнение глинистых пород**. Метод основан на том, что степень уплотнения глин зависит от глубины погружения, т.е. от мощности перекрывающих пород при нормальном (гидростатическом) значении порового давления. Сравнивается кривая стандартного ("нормального") изменения с глубиной плотности (пористости) глин в разрезах, не испытавших поднятия и эрозии, с наблюдаемой плотностью (пористостью) в изучаемых скважинах. Степень уплотнения определяется в основном по данным акустического каротажа, которые несут информацию о пористости, если рассматриваются породы одного литологического состава. Если глины на данной глубине (как сказано выше, в пределах зоны с гидростатическим поровым давлением) в одном разрезе оказываются более уплотненными по сравнению с глинами с той же глубины из другого разреза, где не было поднятия и эрозии, то наличие разницы между ними рассматривается как свидетельство первоначального более глубокого захоронения глин в первом случае. В дальнейшем породы были выведены на современный, более высокий уровень за счет поднятия и размыва толщи отложений определенной мощности. Точность метода, по мнению некоторых авторов, велика, достигая ±200 м [Magara, 1976; Skagen, 1992].

5. **Отражающие свойства витринита**. Метод основан на зависимости отражающих свойств витринита от глубины погружения. Он отличается высокой точностью, которая при хорошем материале может достигать ±200 м [Skagen, 1992].

6. **Вертикальная зональность минералов группы цеолитов**. Метод может быть применен для оценки размеров эрозии по изменению зональности цеолитов в базальтах [Post-Cretaceous..., 1992].

7. **Методы изотопной геохимии**. Их несколько, но практическое значение, и то, как правило, ограниченное, имеют немногие из них. К их числу относится метод, основанный на определении температуры образования изотопа O^{18} в кальцитовом цементе песчаников и алевролитов [Walderhaug, 1992], а также метод, использующий отношение Ar^{38}/ Ar^{40}, и некоторые другие.

Рассматривая феномены поднятия и эрозии, необходимо дать пояснения, касающиеся терминологии. В соответствии со сложившейся практикой [Brown, 1991; England, Molnar, 1990; Riis, Jensen, 1992], предлагается различать два понятия.

Во-первых, поднятие породы – U (или Us), т.е. перемещение породы (слоя, горизонта и т.д.) по вертикали относительно выбранного уровня; строго говоря, это должна быть поверхность геоида, на практике же обычно берется мало отличающийся от нее уровень моря.

Во-вторых, поднятие поверхности – R (или Ur), т.е. вертикальное перемещение земной поверхности (поверхности суши или дна моря) относительно выбранного уровня, как и в предыдущем случае поверхности геоида или уровня моря.

Разностью между этими двумя величинами – Us и Ur определяется соотношение эрозии и осадконакопления: Us=Ur+E, где E – изменение мощности пород, залегающих выше некоторого уровня, за некоторый промежуток времени. Значение E положительно при эрозии (уменьшение мощности); в работе [England, Molnar, 1990] эта величина названа "эксгумацией", и она определяет смещение пород относительно поверхности, скорость эксгумации – это скорость эрозии; величина E отрицательна при осадконакоплении (увеличение мощности). Графически эти соотношения проиллюстрированы на рис. 1.29.

Следует предостеречь, вслед за работой [England, Molnar, 1990], от обычного смешения указанных понятий "поднятие породы" (Ur) и "поднятие поверхности" (Us). Наиболее распространенных ошибки две, и обе сильно влияют на решение задач, в которых фигурирует поднятие. Во-первых, Ur принимается за Us, и тогда размер поднятия поверхности может завышаться; между тем соотношения между ними бывают любые, вплоть до того, что при поднятии породы (при положительном знаке Ur) может происходить понижение поверхности (отрицательные значения Us). Во-вторых, E принимается за Us; но в действительности эрозия (E) может и не сопровождаться соизмеримым или вообще каким-либо поднятием поверхности (случай, когда Us меньше E или равно нулю).

1.4.5. Современные движения на площади осадочных бассейнов континентальных платформ

ОБ находятся в различных геодинамических обстановках. Поэтому спектр их современной тектонической активности очень широк. Особое внимание с этой точки зрения привлекают платформенные области, в пределах которых сосредоточена большая часть крупных ОБ. Платформы в целом являются наиболее устойчивыми элементами, поэтому интересно посмотреть, каков же в действительности минимальный уровень подвижности на платформах вообще и на площади ОБ в частности.

Свидетельством современной тектонической активности платформ служат не столько деформации горных пород, сколько иные, частью прямые, частью косвенные наблюдения. Многие из них указывают на заметную активность, во всяком случае большую, чем было принято считать до недавнего времени. Мы бегло коснемся здесь лишь отдельных сторон данной проблемы.

http://jurassic.ru/

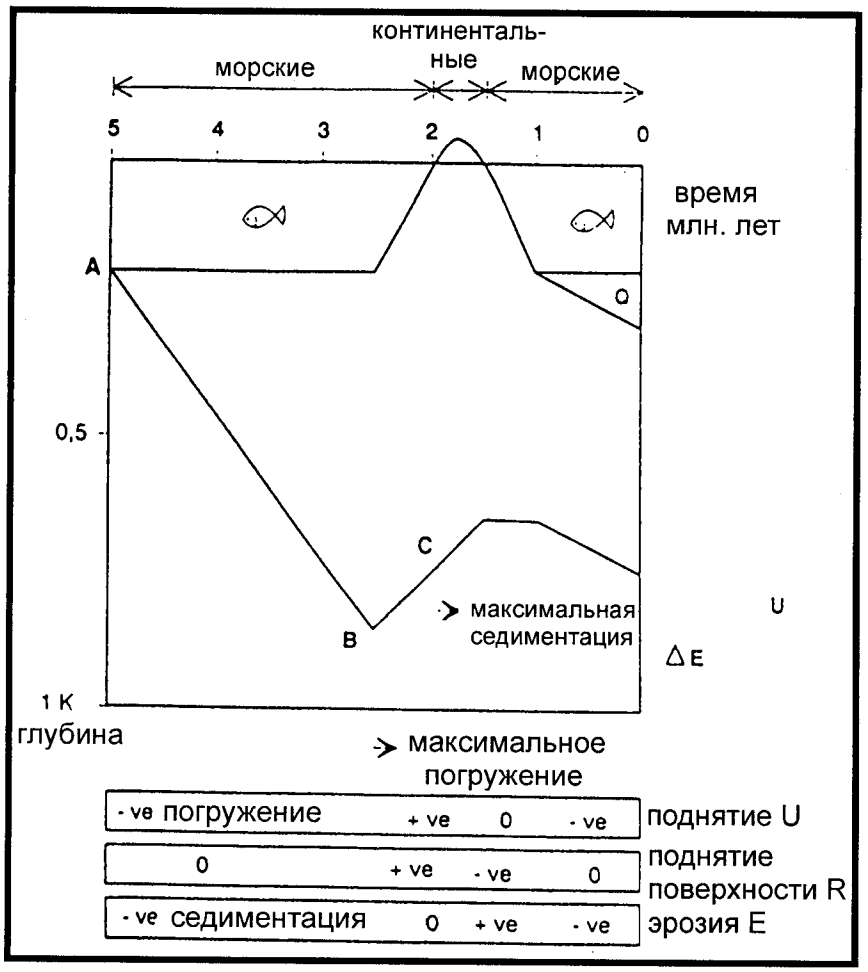


Рис.1.29. Принципиальная кривая поднятия-опускания опорного горизонта пород - (U) (кривая ABCD), накопившихся на рубеже 5 млн. л., в сравнении с кривой поднятия-опускания поверхности (R)
Точки B и C соответствуют максимумам погружения и захоронения (осадками). Q - четвертичные осадки. В таблице внизу показаны интервалы поднятия пород (U), поднятия поверхности (R) и эрозии (E), по [Riis, Jensen, 1992]

Во-первых, о современных тектонических движениях и о деформациях, как их результате. Очевидно, что амплитуды вертикальных и горизонтальных смещений на платформах невелики и значительно уступают суммарным амплитудам смещений в тектонически более подвижных областях, включая и активизированные платформы (типа Тянь-Шаня). Но это в какой-то степени свидетельствует, возможно, не просто о полном тектоническом покое на платформах, а об ином ритме движений. Характерная черта "подвижных областей" – направленные смещения, благодаря чему со временем происходит последовательный рост суммарных амплитуд. На платформах, по-видимому, доминирует другой стиль тектоники: разрывы "живут", по ним происходят движения, но в основном малоамплитудные и, главное, знакопеременные. Образно говоря, структурный (разрывный) каркас платформ как бы "дышит", но без большого наращивания амплитуды смещений. Такого характера смещения не приводят к образованию морфологически резко выраженных структур, но, очевидно, их вполне достаточно для самого серьезного к ним отношения как при разработке моделей внутриплитной геодинамики, так и с точки зрения инженерно-геологических прогнозов. Не следует также недооценивать значение проницаемых, т.е. активных разрывов в выявлении геопатогенных зон [Мельников и др., 1993], выделение которых, если отбросить издержки чрезмерной увлеченности этой проблемой, базируется на реальных геологических основаниях.

Знакопеременный, пульсационный характер движений доказывается геодезическими методами, главным образом при повторном нивелировании. В результате обобщения материала по площади нескольких ОБ на территории бывшего СССР, включая район Припятского прогиба Восточно-Европейской платформы, выявлены следующие закономерности [Кузьмин, 1990; Кузьмин, Сидоров, 1989]: 1) установлена обратная тенденция во взаимосвязи геодинамической активности (скорость и градиенты современных движений) и сейсмической активности в зонах разрывов осадочных бассейнов; это означает, что слабая сейсмичность тех или иных ОБ не может служить свидетельством их геодинамической пассивности; 2) показано, что аномалии в ходе современных движений, проявляющиеся на фоне движений малой величины, характерных для большей части площади платформ, пространственно связаны с разрывами разного масштаба и выражены высокоградиентными зонами; 3) установлен нестационарный знакопеременный характер современных движений в зонах разрывов с очень значительными скоростями – до 10-20 мм/год.

Автор указанного исследования [Кузьмин, 1990] пришел к выводу, что описанные знакопеременные движения в зонах тектонических нарушений имеют автоколебательный характер. Они обусловлены флуктуациями во времени параметров среды внутри самих зон разрывов (упругих модулей, коэффициентов трения, режима водно-флюидной фазы и т.д.). Данный тип деформации земной коры назван "параметрической" деформацией, при которой возбуждение системы, вызывающее деформацию, происходит за счет внутренних параметров самой системы, а не за счет внешнего силового воздей-

http://jurassic.ru/

ствия. Тем не менее, внешнее силовое воздействие скорее всего также не следует сбрасывать со счета. Тот факт, что наблюдаемые движения земной поверхности имеют высокочастотный и знакопеременный характер и не обладают направленностью (трендом), никак не исключает активизирующего влияния внешних сил на параметры среды.

Показательны также данные о проницаемости коры платформ для продуктов глубинной дегазации. Наиболее наглядная картина получается по результатам гелиеметрических исследований. На примере многих районов показано, что для тектонически активных разрывов характерна повышенная гелиеносность, т.е. аномально высокие значения выноса гелия на поверхность [Методические..., 1991; Яницкий и др., 1975]. Величина гелиевых аномалий зависит от многих факторов, но прежде всего, как показано в указанных выше работах, от активности и глубины проникновения разрыва. Не являются исключением и платформы: гелиевыми аномалиями хорошо подчеркивается сеть разрывов на платформах, в частности на хорошо изученной в этом отношении территории центральной части Русской плиты [Методические..., 1991] и юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы в границах Молдавии [Бобринский и др., 1987]. Это свидетельствует о том, что разрывы на платформах, и в осадочных бассейнах в том числе, во-первых, не залечиваются и служат каналами для выноса глубинного вещества, что возможно лишь при сохранении их активности, и, во-вторых, хоть какая-то их часть проникает в фундамент ОБ. Последнее, возможно, служит косвенным свидетельством того, что наблюдаемое по геодезическим данным "дыхание" земной поверхности в зонах разрывов на площади ОБ вызывается не только процессами протекающими в осадочной оболочке, но и затрагивающими более значительные объемы коры. Заметим, что такие зоны нередко описывают под названием "зон повышенной проницаемости", но в соответствии со сказанным выше чаще всего они представлены разрывами со специфической знакопеременной кинематикой.

http://jurassic.ru/

ГЛАВА 2
СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ И ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ЕГО ФАКТОРЫ

2.1. Общие закономерности седиментогенеза

В определении осадочных бассейнов (ОБ), которое дано во введении, подчеркнуто их отличие от седиментационных бассейнов (бассейнов осадконакопления). ОБ в этом понимании представляют собой современные структуры, сложившиеся в итоге эволюции занятого ими участка коры из одного или нескольких сменявших друг друга во времени седиментационных бассейнов. Такой подход соответствует делению бассейнов на седиментационные и бассейны породообразования, предложенному П.П. Тимофеевым [Тимофеев, 1978]. При анализе седиментогенеза объектом исследования являются процессы, идущие в седиментационных бассейнах, в отличие от постседиментационных процессов, которые не прекращаются на протяжении всего времени формирования и существования ОБ.

Изучение седиментогенеза, целью которого является реконструкция как общих, так и частных закономерностей осадконакопления, опирается в своей основе на сравнительно-литологический метод исследования [Страхов, 1945, 1950, 1971]. Суть и наиболее общие цели последнего могут быть сформулированы следующим образом: 1) детальное и всестороннее изучение современного осадконакопления (осадкообразования) и выявление присущих ему закономерностей; 2) на основе имеющейся информации, включая данные о закономерностях современного осадкообразования, реконструкция обстановок формирования изучаемых отложений; 3) путем сопоставления ископаемых осадков разных геологических эпох между собой и с современными отложениями устанавление черт сходства и различия древних и современных процессов седиментиции и на базе этого сравнения; 4) реконструкция эволюции осадконакопления от древнейших времен доныне, установление закономерностей, присущих этой эволюции и анализ механизмов их вызывающих.

В данной главе кратко рассматриваются главные факторы, обуславливающие тип седиментогенеза, основные черты формирующихся осадочных толщ. По вопросам фациального анализа, методическим приемам реконструкции обстановок осадконакопления имеется обширная литература, в том числе крупные обобщающие работы, часть из которых будет упомянута при изложении материала.

Заполнение седиментационных бассейнов прошлого контролировалось многими факторами, такими как: геодинамический тип (описывается в разделе 2.2.) и морфология водоемов, их климатическая позиция, колебания уровня морей и др. Влияние большинства основных регулирующих седиментационные процессы факторов в отечественной литературе было рассмотрено Н.М. Страховым [1960, 1962, 1963 и др.], Л.В. Пустоваловым [1940], Н.Б. Вассоевичем [1951], А.Б. Роновым [1980], Л.Б. Рухиным [1969], А.П. Лисицыным [1978, 1988, 2001], Ю.С. Долотовым [1984], Д.В. Наливкиным [1956], С.И. Романовским [1977], Ю.П. Казанским с соавторами [1994] и другими исследователями.

Под седиментогенезом или осадочным процессом подразумевается та стадия породообразования, во время которой формируется осадок. Эта стадия охватывает большое число явлений, которые протекают на поверхности Земли и приводят к появлению новых осадочных образований за счет переработки ранее сформированных пород различного генезиса (осадочных, метаморфических, магматических). В седиментогенезе выделяют 3 этапа: образование осадочного материала в корах выветривания и его мобилизация, перенос вещества при частичном его осаждении в путях миграции, осадконакопление в конечных водоемах стока. Характер осадочного процесса зависит от физико-географической обстановки, в которой он реализуется.

2.1.1. Типы осадочного процесса

В различных районах земной поверхности в разных обстановках общая схема осадкообразования претерпевает столь существенные изменения, что необходимо говорить о разных типах осадочного процесса. Н.М. Страховым [1956, 1960, 1963] было обосновано выделение нескольких типов литогенеза (в терминах, принятых в данной работе, следует говорить о типах седиментогенеза): гумидный, аридный, ледовый, вулкано-

http://jurassic.ru/

генно-осадочный. В основу выделения первых трех положен климатический фактор, последний является аклиматическим, интразональным. Эти типы различаются источниками осадочного материала, формами его переноса и отложения, набором образующихся осадков, их минеральным и химическим составом, структурными и текстурными особенностями осадков, характером приуроченных к ним руд, скоростями осадконакопления, структурой осадочных толщ. В пределах областей развития того или иного типа литогенеза осадочный процесс не остается строго неизменным во всех своих деталях, а претерпевает определенные вариации в зависимости от местных особенностей климата, рельефа, тектонического режима, палеогеографии.

В дальнейшем в работах Н.М. Страхова [1976а, 1976б, 1977] и И.В. Хворовой [1994, 1995а, 1995б] была обоснована необходимость выделения ещё одного типа литогенеза – океанского. В последнем случае были приняты во внимание огромные размеры океанов и гидродинамический фактор, в наибольшей степени влияющие на процессы осадконакопления.

Типизация процессов седиментогенеза, предложенная Н.М. Страховым, основана прежде всего на особенностях состава осадков. Вместе с тем, в зависимости от целей и задач, стоящих при анализе осадочных комплексов, возможны и другие подходы к типизации обстановок образования отложений. Например, если взять за основу геодинамические условия, геодинамический тип бассейна, то типы осадконакопления будут иными; при этом большое значение приобретает скорость осадконакопления и мощность осадков, зависимость характера осадочного материала от тектонического режима, рельефа территории и т.д. С таких позиций особенности осадконакопления рассмотрены в разделе 2.2.

В фанерозойской истории Земли наиболее широко было распространено **гумидное осадкообразование**. Формирование осадочных толщ в бассейнах происходило при доминировании или в условиях сложного сочетания разнообразных процессов осадконакопления – терригенного, биогенного, хемогенного. Преобладание того или иного типа седиментации в определяющей степени зависело от таких факторов как тектонический режим региона, температурные особенности климата и частично специфика условий развития в водоеме того или иного типа организмов [Страхов, 1963].

Терригенный тип седиментации характерен главным образом для бассейнов, расположенных в областях с достаточно активным тектоническим режимом, где с площади водосборов сносится большое количество осадочного материала. В этих случаях происходит накопление в основном мощных толщ песчано-алевритово-глинистых осадков, в то время как биогенные и хемогенные осадки играют резко подчиненную роль. В районах, где поступление терригенного материала в конечный водоем стока ограничено, а это в основном типично для тектонически малоактивных областей, возрастает доля осадков, осажденных биогенным и хемогенным путем. Конкретные обстановки терригенной седиментации рассмотрены в многочисленных сводных и региональных работах [Обстановки...,1990; Рейнек, Сингх, 1981; Тимофеев, 1969, 1970].

К веществам, которые осаждаются преимущественно биогенным и хемогенным путем, относятся карбонаты, SiO_2, фосфаты [Карбонатные...,1970; Геохимия кремнезема, 1966]. Важно учитывать, что эти вещества поступают с речными водами в конечные водоемы стока преимущественно в ненасыщенном состоянии, минуя зону смешения с морской водой практически не осаждаясь. Насыщение, пересыщение и осаждение карбонатов в сравнительно ограниченных масштабах происходит только в верхних горизонтах водной толщи водоемов, расположенных в жарких районах низких широт, и прежде всего в прибрежных зонах морей. Что касается SiO_2 и фосфатов, то они нигде не достигают состояния насыщения в морских водах. В связи с этим главную роль в извлечении карбонатов, кремнезема и фосфатов играет биогенный фактор, а их осаждение происходит в виде раковинного материала. Если ранее предполагалось, что в зонах апвеллинга фосфаты осаждаются химически, то теперь, особенно в результате работ Г.Н. Батурина [Батурин, 1978], стала ясна существенная роль биоса в извлечении фосфора из морских вод. Таким образом, эти вещества, играющие весьма значительную роль в общем балансе морского и океанского осадконакопления, образуют типично биогенную группу. К ней относится и углерод, извлечение которого из морской воды также является биогенным процессом. Углерод поступает на дно бассейнов как в составе карбонатов (CO_2^{2-}), так и в виде собственно органических соединений.

Ряд веществ, поступающих в водоемы с суши, – хлориды, сульфаты и др. в обстановках гумидных бассейнов не осаждаются, оставаясь и накапливаясь в растворенном виде в морской воде. Выведение их из морских вод и захоронение в осадках происходит в основном с иловыми водами.

Поскольку биогенное и хемогенное осадконакопление происходит обычно одновременно с терригенным, часто образуются смешанные осадки, локализация которых определяется гидродинамическим режимом самого бассейна седиментации.

Процессы формирования рудных и нерудных полезных ископаемых в областях гумидного седиментогенеза также имеют свою специфику. Так как геохимическая подвижность таких элементов как Al, Fe, Mn невелика, рудные накопления возникают в результате поступления этих веществ с суши. Причем происходит это только в условиях влажного климата (преимущественно тропического и субтропического), поскольку в областях засушливого климата эти элементы практически теряют способность к миграции. Биогенное осаждение в образовании руд Fe, Mn, Al значимой роли не

http://jurassic.ru/

играет. Они являются моноклиматическими образованиями, характерными только для гумидного климата. Большая часть скоплений бокситов является результатом перемыва продуктов латеритного выветривания с последующей существенной их переработкой в диагенезе.

Железорудные накопления связаны с выносом в водоемы железа в основном реками, причем переносится оно в разных формах – в виде истинного раствора Fe $(HCO_3)_2$ (с последующим окислением Fe^{2+} в морском бассейне), в виде уже окисленных форм – "ржавца", металлоорганических соединений. При существовании благоприятных условий в водоемах и прежде всего наличии седиментационных ловушек соединения Fe осаждаются и создают основу для образования Fe-руд. Структурно-минералогические особенности руд этого типа возникают в диагенезе. Механизм формирования оолитовых Fe - руд позволяет рассматривать их как хемогенные образования. Если рудообразующие процессы для Fe, как правило, реализуются в прибрежной области водоемов, то большая геохимическая подвижность Mn обусловливает сдвиг его накопления в более мористые зоны бассейнов.

Многие рудные накопления внутри бассейнов седиментации гумидных зон занимают определенное положение на фациальном профиле (рис. 2.1.): "размещение любой породы среди синхроничных ей структурных элементов данного участка земной коры и внутри заключающей её формации предопределяется фациальной природой породы" [Страхов, 1963, стр. 168].

Седиментационные бассейны гумидной зоны. Как известно, в самом общем виде схема седиментационных процессов заключается в следующем: выветривание материнских пород и мобилизация веществ → перенос, перемещение осадочного материала и частичное отложение его в путях миграции → поступление материала в конечные водоемы стока и его осаждение здесь тем или иным путем в зависимости от условий среды. Причем конечные водоемы стока (седиментационные бассейны) значительно различаются между собой по естественным признакам. В зависимости от целей и задач исследований в основу типизации морей кладутся физико-географические, гидрологические, морфологические, тектонические и другие признаки (моря средиземные, окраинные, внутренние, межостровные и т.д.). Поскольку судьба осадочного материала в конечных водоемах стока в значительной мере зависит от их морфологии, Н.М. Страхов в пределах гумидных зон различает моря плоские и котловинные, подчеркивая тесную связь размера и формы водоемов с активностью тектонического субстрата [Страхов, 1960].

Плоские моря – мелководные, с глубиной, как правило, не превышающей глубину океанского шельфа; дно морей выровненное. Примерами современных

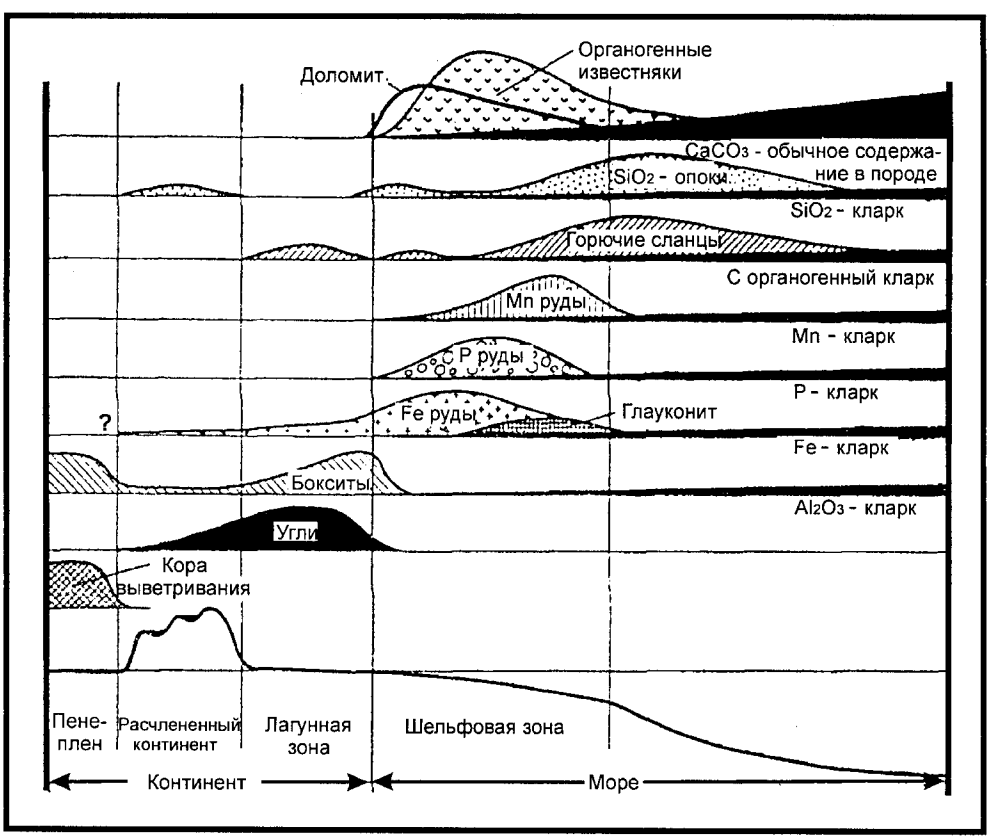


Рис.2.1. Фациальный профиль рассеянных содержаний элементов и их рудных накоплений в гумидных зонах (с кембрия доныне) [Страхов, 1963]

http://jurassic.ru/

морей этого типа могут служить Баренцево, Карское, Северное. При этом пологий выровненный характер рельефа плоских морей обычно сочетается с равнинным ландшафтом водосборных территорий. Плоские моря располагаются на территориях древних и молодых платформ, т.е. в районах с преимущественно вялой тектонической активностью.

Котловинные моря морфологически сложнее: в них выделяется глубоководная часть, как правило, с выровненным дном, крутые склоны и шельфовая область, ширина которой может значительно меняться. Так, в Черном море широкий северо-западный шельф занимает большую площадь, в то время как в других частях водоема он предельно узок. К этому типу водоемов относятся такие современные моря как Охотское, Японское, Берингово, Мексиканский залив и др. Котловинные моря приурочены к областям тектонически активным; в частности, многие из них тяготеют к областям альпийских горообразовательных движений.

Соответствие рельефа водосборов рельефу самого морского бассейна и обоих вместе степени тектонической активности региона является одной из фундаментальных закономерностей, управляющих седиментогенезом, и присуще не только современному геологическому моменту, но существовало на протяжении всей истории Земли [Страхов, 1960].

В тектонически активных областях, характеризующихся горным рельефом водосборов, в водоемах стока котловинного типа, как правило, накапливаются мощные терригенные толщи песчано-алевритово-глинистых пород с очень низкой карбонатностью (например, нижне- и среднеюрские отложения Большого Кавказа). В тектонически пассивных областях с характерными для них равнинным рельефом и мелководными плоскими морями накапливаются маломощные толщи осадков, среди которых резко возрастает доля карбонатных, кремнистых, обогащенных Сорг отложений, содержащих иногда фосфатные, железные, марганцевые руды. Следует подчеркнуть, что в тектонически активных областях влияние климатического фактора на осадкообразование снижается по сравнению с тектоническим фактором. В целом характер формирующихся отложений зависит от обстановок в пределах всей седиментационной области, включающей как территорию водосбора, так и собственно бассейн седиментации.

В морских бассейнах всех морфо-тектонических типов под влиянием различных факторов – волнений, течений, приливно-отливных движений, конвекционных токов складывается сложный гидродинамический режим, ответственный в значительной мере за распределение осадочного материала на площади морей. В разных водоемах возможно преобладающее влияние какого-либо фактора на осадочный процесс. Так, например, дельтовые системы приобретают существенно различную форму и строение в зависимости от того, какой из факторов – волнения, течения или приливно-отливные движения преобладают в этой части моря, на чем и базируются некоторые классификации дельт [Галловей, 1979]. Причем степень активности каждого из этих факторов регламентируется характером водоема. Так, например, энергия волн (их высота, длина) зависит от размеров и глубины бассейна: по мере его уменьшения происходит также уменьшение волновой динамической активности. В морях с более или менее крутыми уклонами дна, прежде всего в морях котловинного типа, большое значение в распределении осадочного материала приобретает гравитационный фактор и связанные с ним процессы – крипп, обвалы, образование оползней, турбидитных потоков и т.д.

Специфика осадкообразования в областях развития **аридного** климата определяется сочетанием повышенных температур с отрицательным балансом влаги, когда испарение преобладает над выпадением осадков. Физические, химические, биологические процессы протекают в этих условиях иначе, чем в областях гумидного климата и приводят к образованию специфического спектра пород. Вместе с тем, существуют осадочные породы, образование которых возможно как в гумидных, так и в аридных поясах.

Аридный климат оказывает иное, чем гумидный воздействие на всю цепочку процессов, участвующих в формировании осадков в бассейнах седиментации: выветривание, мобилизация, перенос и отложение осадочного материала.

Влияние аридного климата на характер выветривания выражается в резком уменьшении интенсивности химических процессов и, соответственно, в сокращении доли веществ, мигрирующих в растворах. По мере возрастания степени засушливости теряют подвижность Fe, Al, Ti, карбонаты, сульфаты и, наконец, хлориды. Соответственно, в отложениях аридных зон отсутствуют типичные образования гумидного пояса – бокситы, железные и марганцевые руды. Резкое сокращение растительного покрова в этих областях ведет к исчезновению из осадочных толщ накоплений автохтонных углей. В аридных областях резко возрастает влияние на осадконакопление эолового фактора. Количество осадочного материала, выдуваемого с незакрепленных растительным покровом территорий, бывает очень велико [Страхов, 1963; Лисицын, 1978].

Водоемы аридной зоны, как правило, существенно осолонены. В них одним из ведущих факторов осадконакопления становится физико-химическая садка солей сульфатов и хлоридов – $CaSO_4$, $MgSO_4$, $MgCl_2$, NaCl и др., а также многих малых элементов – F, B, Br, Sr, J. Тем самым в аридных зонах осадочный процесс приобретает гораздо большую полноту по сравнению с гумидным седиментогенезом, поскольку многие из осаждаемых здесь компонентов в гумидных областях, вследствие существенного недосыщения ими вод, не осаждаются [Страхов, 1963]. Важно отметить, что водоемы аридных областей часто питаются водами, по-

http://jurassic.ru/

ступающими из соседних гумидных зон и приносящими соответствующий осадочный материал – как взвешенный, так и растворенный. Интересно, что в общем балансе осадочного вещества (взвешенного и растворенного) доля материала, принесенного из гумидных областей, превышает долю его поступления из аридных областей.

Терригенные породы аридных бассейнов формируются в значительной мере за счет материала, поступающего из гумидных областей. В этом проявляется явление "унаследования аридными породами черт состава, заложенных в исходном материале, возникшем в совсем другой климатической зоне – гумидной" [Страхов, 1963, стр. 196]. Унаследование часто отчетливо проявляется и в минеральном составе песчано-алевритовых пород. Вместе с тем, существуют и различия, заключающиеся в том, что в гумидных водоемах гораздо большим распространением пользуются мезомиктовые и особенно олигомиктовые породы, образующиеся под влиянием интенсивного химического выветривания. В аридных областях процессы химического выветривания подавлены и формирование олигомиктовых отложений происходит в основном за счет вторичного переотложения кварцевых песков и алевритов, напротив, здесь возрастает роль полимиктовых пород.

Характерной чертой седиментации в аридных водоемах является ее стадийность, т.е. последовательное осаждение в зависимости от степени осолонения водоема вначале наименее растворимых карбонатов Ca и Mg, затем более растворимых сульфатов (гипс, тенардит, мирабилит и др.), и, наконец, галита и солей K и Mg. Обогащение осолоняющихся водоемов магнием зачастую приводит к образованию Mg-силикатов – палыгорскита и сепиолита. Что касается терригенных отложений в бассейнах аридной зоны, то их гранулометрические типы аналогичны тем, которые развиты в гумидных областях, что объясняется сходством гидродинамических условий их образования. Важно отметить, что в аридных бассейнах одновременно с терригенным осадконакоплением из вод, пересыщенных $CaCO_3$, может происходить садка карбонатов, в результате чего образуются смешанные терригенно-карбонатные породы, имеющие широкое распространение.

Сравнение глинистых пород, развитых в бассейнах гумидной и аридной зон, показывает, что в обоих случаях в отложениях распространены гидрослюды, смектиты, хлориты, каолинит и другие более редкие минералы. Однако имеются и специфические черты. Так, в глинах аридных бассейнов отсутствуют мономинеральные каолинитовые образования; каолинит встречается только в виде второстепенной примеси. Напротив, магнезиальные силикаты (сепиолит, палыгорскит) развиты весьма широко.

Такие соединения как $CaCO_3$, $MgCO_3$, SiO_2, фосфаты накапливаются как в водоемах гумидной, так и аридной зон, но в каждом случае они характеризуются своими специфическими чертами, что связано прежде всего с разными механизмами их формирования. Вследствие преобладания испарения над выпадением атмосферных осадков поверхностные воды водоемов постепенно достигают пересыщения карбонатов Ca и Mg, что влечет за собой их извлечение из растворов как в результате биогенных, так и хемогенных процессов. В гумидных областях несомненно ведущую роль в карбонатонакоплении играет биогенный фактор, в аридных на первый план выступает хемогенная садка $CaCO_3$ и $MgCO_3$, а биогенная по мере осолонения водоема уменьшается и может прекратиться вовсе. При этом важно подчеркнуть существенно возрастающую роль $MgCO_3$ в формировании карбонатных отложений. Доломитовые толщи являются весьма типичными образованиями палеоводоемов засушливых областей. Условия образования и залегания пластовых и пятнистых доломитов описаны во многих работах [Бродская, 1952; Ронов, 1956; Холодов, 1988; и др.].

Фосфатонакопление в аридных областях также характеризуется своими особенностями. Если в гумидных водоемах возникают в основном желваковые фосфориты, то в аридных преобладают пластовые оолитовые или зернистые фосфориты с высоким содержанием фосфора. Фосфатонакопление часто ассоциирует с доломитообразованием, а иногда с накоплением кремнистых отложений. Нередко в разрезах, содержащих фосфаты, встречается гипс. Среди месторождений металлов стратиформные руды меди, свинца и цинка в подавляющем большинстве являются образованиями аридных обстановок, тогда как железа, марганца и алюминия – гумидных [Страхов, 1962].

Характерной особенностью накопления органического вещества в водоемах аридных областей является резкое сокращение или исчезновение вовсе наземного ОВ, приносимого с суши. В целом же накопление осадков, обогащенных $C_{орг}$, в аридных водоемах происходит с таким же успехом как и в гумидных, за исключением формирования автохтонных углей, не свойственных аридным обстановкам. Важно, кроме того, подчеркнуть, что в водоемах с высокой минерализацией вод складываются негативные для биоты условия и накопление ОВ существенно уменьшается, а на определенном этапе прекращается полностью. Поэтому существует парагенетическая ассоциация обогащенных ОВ отложений с известково-глинистыми толщами, но отсутствует с доломитами.

В областях аридной седиментации спектр обстановок весьма широк, вследствие чего образующиеся здесь отложения существенно различаются. Если в бассейнах начальной стадии аридизации развиты карбонатные и доломитовые породы, то по мере усиления аридизации возникают накопления сульфатных и хлоридных пород.

Седиментационные бассейны аридной зоны. В современной аридной зоне внутриконтинентальных областей бассейновое осадконакопление осуществляется

http://jurassic.ru/

в осолоняющихся озерах – плоских и мелководных. Для осолоняющихся водоемов морского генезиса характерно разнообразие их морфологии: наиболее распространены морские заливы, лагуны, приморские озера. Морским заливам, как правило, соответствует более или менее выраженная тектоническая депрессия.

Древние формации аридной зоны, связанные с морем (например, известняково-доломитовые), часто образовывались в обширных мелководных плоских бассейнах. Накоплению галогенных формаций благоприятствовала значительная тектоническая подвижность территории, что имело место в передовых прогибах и наиболее быстро прогибавшихся частях синеклиз.

В аридных зонах ослабление гидродинамической активности сопровождается резким возрастанием ветровой деятельности, обуславливающей перемещение (особенно во время пыльных и песчаных бурь) огромных масс осадочного материала, причем эоловый материал распространяется не только в пределах засушливых областей, но и выносится в смежные гумидные зоны.

Специфические осадочные образования возникают в областях развития **ледового типа литогенеза**. Они приурочены к таким областям континентального блока, где достаточно длительное время существует ледяной покров большей или меньшей мощности. Ледовый тип современного литогенеза локализуется либо в высоких широтах (Антарктида, Гренландия, Канадский архипелаг, Шпицберген и др.), либо в высокогорных участках континентов выше снеговой линии. Основным признаком ледовых областей является их низкая средняя температура года, обычно ниже 0°С; при этом деятельность воды в жидкой фазе в основном отсутствует. В отличие от других климатических типов литогенеза ледовый тип отличается своей примитивностью. Из-за низкой температуры среды существенно подавлены химические процессы выветривания, осаждение веществ из растворов, а также жизнедеятельность организмов.

Осадочный материал образуется главным образом в результате морозного выветривания коренных пород, не покрытых льдом. Это выветривание способно лишь частично измельчить материал (обычно не тоньше алевритовой размерности). Кроме того, при движении собственно ледника происходит отрыв от ложа, по которому он перемещается, фрагментов горных пород и вынос продуктов разрушения в виде обломков, валунов, гальки, песка к краю ледника (экзарация – ледниковое выпахивание). Перенос, перемещение каменного материала происходит преимущественно самим льдом; вода же в виде подледных ручьев и рек захватывает сравнительно небольшую часть влекомого ледником материала. Его отложение происходит при вытаивании у подошвы ледника или по его периферии. В результате формируется морена – донная (основная), а также конечная и боковая. Основная морена местами замещается или перекрывается абляционной мореной, образующейся при таянии (деградации) ледника за счет материала, заключенного в теле ледника или находящегося на его поверхности. Абляционная морена обычно рыхлая, неуплотненная, в отличие от сильно уплотненной донной морены.

Ледниковым отложениям присущи следующие особенности: практически полное отсутствие механической сортировки осадочного материала, т.е. механического фракционирования, крайне низкая степень его окатанности, отсутствие слоистости (иногда отмечается полосчатость).

Так как ледник лежит на мерзлом грунте, где вода также находится в твердой фазе, стадия диагенеза в ледниковых отложениях, как период физико-химического уравновешивания их составных частей, практически отсутствует [Страхов, 1960]. Наблюдаемые же иногда следы окисления осадочного материала, его незначительное химическое разрушение, выщелачивание относятся к процессам гипергенеза или иначе выветриванию. Ледовый седиментогенез представляет собой наиболее простую, механическую форму осадкообразования. С ним практически не связано образование каких либо полезных ископаемых, за исключением таких, как строительные материалы.

С гляциальными – собственно ледниковыми отложениями парагенетически тесно связаны приледниковые, или перигляциальные отложения (ледниково-речные или флювиогляциальные и ледниково-озерные или лимногляциальные). В приледниковых озерах возникают осадки иного петрографического типа – пески, алевриты, глины с присущей им часто ленточной слоистостью. Здесь могут также развиваться торфяники с образованием в последующем прослоев угля. С флювиогляциальными процессами обычно связано образование песчаных (нередко с конгломератовыми прослоями) зандровых полей. Однако все эти образования, связанные с деятельностью талых вод, принадлежат уже другому – гумидному типу осадочного процесса, который в приледниковой зоне переплетается с собственно ледниковой седиментацией. На больших территориях, окружающих ледниковые области, бывают развиты эоловые лёссы, а в морях – ледниково-морские осадки с эрратическими валунами.

Древние морены – тиллиты, представляющие собой несортированные образования, подвергшиеся уплотнению и иногда метаморфизму, известны с нижнего протерозоя, встречаются они также в рифее, венде, фанерозое. Во время четвертичного оледенения максимальное покрытие земной поверхности льдом доходило до 30 % и образующиеся при этом осадки были распространены на большой площади. Мощность древних тиллитов иногда достигает сотен метров.

Таким образом, несмотря на то, что в общем балансе пород осадочной оболочки Земли гляциальные отложения количественно уступают породам гумидно-

http://jurassic.ru/

го и аридного типов, на некоторых временных интервалах их количество резко возрастало и они играли весьма значимую роль в формировании структуры древних осадочных бассейнов. Состав морены в разрезах того или иного ОБ зависит от состава и эрозионной способности внебассейновых и внутрибассейновых источников сноса, расстояния от них, от некоторых особенностей ледника [Эдуардз, 1990]. Различаются три основных типа источников материала: 1) внебассейновые породы, представленные преимущественно кристаллическими или метаосадочными образованиями, 2) внутрибассейновые осадочные породы и 3) внутриформационные переотложенные ледниковые осадки. Последние, представленные зандровыми отложениями и ламинитами, вследствие своей рыхлости, нелитифицированности могут быстро дезинтегрироваться в процессе ледниковой эрозии и переноса.

Тиллиты иногда похожи на некоторые образования неледникового происхождения, в частности, возникшие в результате гравитационного перемещения отложений. Поэтому для правильной генетической интерпретации такого рода отложений необходимо применение детального фациального анализа.

Следует отметить, что периоды широкого развития оледенений на Земле приводили к резкому падению уровня морей и океанов (иногда более чем на 100 м), изменению системы океанической циркуляции, изменению климата, что оказывало существенное влияние на изменение режима осадочного процесса в глобальном масштабе.

Проблеме анализа гляциальных, перигляциальных и других связанных с геологическим действием ледников осадочных образований посвящена обширная литература [Лаврушин, 1976, Чумаков, 1984, 1990, Эдуардз, 1990, Chumakov, 1992 и др.].

Если в основе выделения климатических типов литогенеза лежат два основных физических фактора – температура и характер годового баланса влажности, то **литогенез вулканогенно-осадочного типа** обусловлен совершенно иными процессами, происходящими в недрах Земли. Наиболее существенным отличием вулканогенно-осадочного литогенеза от остальных типов служат два основных фактора – его аклиматичность, интразональность, т.е. возможность проявления в любой климатической обстановке, и принципиально иной источник вещества. Если в условиях гумидного, аридного и ледового типов литогенеза основным источником образования осадков и руд служат продукты выветривания пород континентального блока Земли, то вулканогенный процесс связан с эндогенным поступлением вещества из недр планеты.

В пределах вулканогенно-осадочного типа литогенеза выделяются две его формы – наземная, когда область вулканогенного осадко- и рудообразования расположена на суше, а основными продуктами вулканизма является эффузивный (лавы) и эксплозивный материал – пепел, бомбы, лапилли и пр., и подводная, когда поступающее из недр Земли вещество в виде различных эманаций и растворов попадает в водную оболочку Мирового океана. В вулканогенно-осадочном литогенезе тесно переплетаются процессы эндогенные с процессами, происходящими в зоне седиментации.

При *наземном вулканизме* способом подачи осадочного материала на поверхность Земли являются вулканические извержения. Различают трещинный вулканизм и вулканизм центрального типа. При трещинном вулканизме базальтовая магма покрывает плащеобразно большие территории, но выбросов пепла, как правило, мало. Характер извержений вулканов центрального типа бывает весьма разнообразным и контролируется в основном составом магмы. Различают собственно эффузивные, эффузивно-эксплозивные и собственно эксплозивные извержения. Для характеристики деятельности очагов извержений употребляется такой параметр как коэффициент эксплозивности, под которым понимают процент рыхлых продуктов в общей массе выброшенного вулканом материала. Величина коэффициента может варьировать в широких пределах – от 0 до почти 100 %. Для седиментологии этот параметр представляет большой интерес, так как "он является своеобразным мерилом воздействия среды седиментации на поступающий из магматического очага материал: чем выше коэффициент эксплозивности, тем сильнее воздействие среды, ибо больше поступало рыхлого материала, способного поддаваться действию водных и воздушных течений и при этом подвергаться процессам осадочной дифференциации" [Страхов, 1963, с.312]. Объем выброшенного вещества в процессе сильного извержения может достигать десятков км^3. Причем скорость поставки вулканогенного материала чрезвычайно высока и происходит обычно в течение нескольких суток или долей суток. Размерность выброшенных продуктов извержения колеблется от нескольких м^3 до мелкоалевритовых частиц. Соответственно сильно меняется дальность их разноса, достигающая для тонкого материала сотен и тысяч километров. Тем не менее основная масса лав и пирокластики (до 85-90 %) локализуется на небольших расстояниях от вулканического очага. Величина и форма ареала выпадения пирокластического материала зависит как от характера извержения (его мощность, вертикальное или боковое), так и от метеорологических условий, и в первую очередь от направления и силы ветров. Важно подчеркнуть, что состав осаждающегося пепла меняется по мере удаления от области извержения вследствие дифференциации частиц: тяжелые компоненты – рудные минералы, амфиболы, пироксены осаждаются вблизи вулканов, легкие обломки вулканических стекол уносятся намного дальше.

Помимо твердых продуктов при извержении вулканов на поверхность выбрасываются большие массы газообразных веществ, которые в том или ином виде

http://jurassic.ru/

участвуют в осадкообразовании. Состав поствулканических эксгаляций тесно связан с их температурой и существенно меняется при её изменении. С высокотемпературной (500-200°С) фумарольной стадией связано наибольшее количество выделяющихся газов (H_2O, HCl, HF, SO_2, SO_3, H_2S, CO, CO_2, H_2, N_2, соединения йода, брома, мышьяка и т.д.). На стадии сольфатар (200 – 80°С) и мофет (100 – 20°С) содержание этих компонентов резко падает. Продолжительность этих стадий весьма различна: если высокотемпературная стадия существует в течение немногих месяцев, то более низкотемпературные могут существовать многие годы и десятилетия. Поскольку вместе с газовыми эманациями вулканов происходит также вынос как породообразующих элементов (Na, K, Ca, Mg, Al, Si, Fe, Mn), так и микроэлементов (Mo, Co, Pb, Zn и др.), этот процесс является дополнительным источником веществ, участвующих в экзогенном осадочном породообразовании.

В зонах активного вулканизма в периоды его относительного затишья в той или иной степени проявляется гидротермальная деятельность. Состав гидротерм может существенно меняться как во времени, так и на площади. По гидрохимическим особенностям обычно выделяются три типа: кислые хлоридные или сульфатно-хлоридные, сульфатные и щелочные хлоридные азотно-углекислые термы. Гидротермы являются сложными гетерогенными образованиями: часть их вещества имеет магматогенное (глубинное), другая – вадозное происхождение, третья возникла вследствие выщелачивания пород, среди которых происходила циркуляция вод. Несмотря на то, что в целом вулканогенно-осадочные процессы по своей сути являются аклиматическими, всё же влияние климата сказывается на продуктах наземной вулканической деятельности. В условиях ледового литогенеза вулканические извержения обычно сопровождаются расплавлением огромных масс льда с образованием мощных селевых потоков (лахары), в результате чего в пониженных частях рельефа скапливаются большие массы несортированного материала с признаками ледового и вулканического происхождения. В зонах островного вулканизма лахары поставляют осадочный материал в море, где могут возникать мощные вулканогенно-осадочные толщи с признаками ледового генезиса (морские ледово-вулканогенные отложения). Высокие вулканы со снеговыми и ледовыми покровами, даже если они расположены в низких широтах, могут формировать отложения, присущие как ледовому, так и вулканогенно-осадочному литогенезу. При выпадении вулканического материала (пепел, лапилли и др.) на поверхность ледника он, наряду с обычным кластическим материалом, участвует в формировании морен.

В гумидных и аридных областях действие климата на накопление твердых продуктов вулканизма сказывается в незначительной степени из-за того, что процесс накопления лав и туфов исключительно быстротечен. Темпы накопления отложений этого типа достигают метров за часы или дни, а в шлаковых конусах – десятки метров за сутки [Макдональд, 1975, Малеев, 1982; Ритман,1964]. Однако на поствулканической стадии, гораздо более длительной, влияние климата прослеживается вполне отчетливо [Страхов, 1963]. Связано это с тем, что в гумидных областях избыток атмосферных осадков приводит к образованию значительных масс вадозных вод, которые в зонах активного вулканизма влияют на состав гидротермальных растворов. Глубинные воды в этих случаях составляют только незначительную часть гидротерм. Напротив, в аридных областях, где атмосферной влаги выпадает мало и за счет неё не образуется заметного количества грунтовых вод, глубинная составляющая в гидротермах возрастает. Таким образом, влияние климата на поствулканическую деятельность проявляется в различных соотношениях высокотемпературных (глубинных) и низкотемпературных (вадозных) составляющих гидротерм. При наземном вулканизме внутри континентальных областей выносимый гидротермами материал осаждается как в путях переноса так и в конечных водоемах стока (внутренние моря, озера). В гумидных обстановках при обилии влаги концентрирования растворов в бассейнах не происходит и минеральных новообразований не возникает. В аридных обстановках происходит концентрация веществ в растворах, осолонение озерных вод и выпадение в осадок солевых компонентов. Вулканогенно-осадочная седиментация в этих условиях имеет отчетливо выраженный аридный облик, но отличается от обычного аридного осадконакопления из-за специфичности источника вод, питающих эти водоемы. В аридных зонах с гидротермальной деятельностью вулканов связаны накопления минеральных веществ, иногда имеющих промышленное значение – боратов, лития, вольфрама, стронция, марганца и частично также кремнезема, соды, сульфатов и хлоридов Na, K, Ca, Mg [Страхов, 1963].

Огромное разнообразие обстановок осадконакопления, связанных с вулканической деятельностью, ведет к тому, что при анализе этих толщ выделяется большое число генетических типов вулканогенно-осадочных образований [Ботвинкина, 1974; Дзоценидзе, 1965, 1969; Хворова, 1980,1984; Geptner, et al.,1993]. Их выделение основано на сочетании различных факторов формирования, таких как характер подачи материала (взрыв, вулканическая деятельность в сочетании с экзогенными факторами) основные агенты транспортировки (ветер, лед, вода, гравитационные силы и др.), обстановка формирования, в том числе положение относительно вулканов, палеогеографическая обстановка. Следует отметить, что на осадконакопление в зонах активного вулканизма существенное влияние оказывают процессы, связанные с сейсмичностью района – землетрясения, цунами. Землетрясения являются причиной перемещения масс осадочного материала – ополз-

http://jurassic.ru/

зни, обвалы, смещения блоков, образование турбидитных потоков и т.д. Цунами способны уничтожать значительные массы рыхлых осадков в прибрежной зоне, что иногда может восприниматься как появление перерыва в осадконакоплении.

При *подводном вулканизме* вулканогенные породы в целом образуются схожие с наземными – лавы и связанные с ними кластические породы, туфы и туффиты различной гранулометрической размерности. Вместе с тем, накопление их в субаквальных условиях придает им ряд специфических черт. Так, в результате подводных извержений основных лав нередко в них возникает подушечная текстура[1]. Гораздо в большей степени условия морской среды сказываются на накоплении кластогенных и особенно туфогенных осадков. Последние под влиянием гидродинамических процессов, особенно в условиях мелководья, ведут себя в основном как нормальные терригенные осадки с образованием тех же текстурных признаков. Отличительной особенностью подводных туфов является наличие в них органических остатков – раковин морских организмов, а также образование хемогенного цемента. По количественному соотношению лав и туфов среди подводно-морских вулканогенно-осадочных комплексов выделяются два ряда формаций: эффузивного типа (преимущественно трещинные извержения основной магмы), где преобладают лавы, и эксплозивного типа (извержения в основном центрального типа), где преобладают вулканокластические отложения.

Сравнение наземного и подводного вулканогенно-осадочного процесса показывает, что в целом основные типы вулканогенных осадков и пород сходны в своих главных чертах и различаются в деталях. Например, отложения лахаров присущи только наземным обстановкам, в то время как образование различных гравититов (подводные оползни, турбидитные потоки и т.д.) характерно для субаквальных условий. Главные же отличия подводного вулканизма от наземного заключаются в характере и результатах действия эксгаляций и гидротерм.

Если на суше вулканические эманации в основном рассеиваются в воздухе, то в субаквальных обстановках поступающие с эксгаляциями вещества активно участвуют в осадкообразовании в районе очагов разгрузки.

О характере гидротермальной деятельности и ее влиянии на осадконакопление можно судить по данным изучения современных гидротермальных проявлений. Если в зонах наземного вулканизма воды гидротерм в основном вадозные (метеорные), то в гидротермальных океанских системах вода имеет морское происхождение, доля глубинной (ювенильной) составляющей в ней по данным разных исследователей может составлять первые проценты. Температура гидротерм достигает 350 – 400°С, pH – порядка 3,1-3,5. По основному солевому составу это хлорнатриевые воды, степень минерализации которых близка морской воде. По сравнению с обычной морской водой термальные растворы обогащены K, Ca и SiO_2 и резко обеднены (вплоть до полного отсутствия) ионами Mg^{2+} и SO_4^{2-}.

Гидротермально-осадочные накопления формируются в результате выпадения из растворов эндогенных, в том числе рудных компонентов и одновременного осаждения экзогенного биогенно-терригенного материала. Соотношение этих компонентов варьирует в очень широких пределах. Отложение на дне гидротермальных частиц, их захоронение и распределение по площади подчиняется законам нормальной морской седиментации, т.е. контролируются морфометрией донной поверхности, гидрологическим режимом и физико-химическими условиями среды [Бутузова, 1998].

При исследовании ОБ, в формировании которых помимо нормального фонового осадконакопления принимали участие гидротермальные образования, неизбежно встает вопрос об общем вкладе этого типа отложений в осадочном процессе. Различные исследователи оценивают этот вклад по-разному, иногда диаметрально противоположно [Страхов, 1976 б, Волков, 1981,1993, Лисицын, 1981, 1983, 1993 и др.]. В рамках этой важной проблемы была проведена оценка вклада гидротермальной деятельности в осадконакопление в Красном море [Бутузова, 1998]. Этот объект был выбран потому, что бассейн Красного моря, благодаря небольшим размерам и ограниченности водообмена с океаном, служит морфологической ловушкой для осадочного, в том числе гидротермального вещества, что исключает его рассеивание за пределами моря. Было установлено, что в масштабе всего Красного моря нормально-осадочный, терригенный источник обеспечивает не менее 90 % общей поставки металлов в бассейн седиментации; гидротермальная деятельность играет подчиненную роль, её влияние локально и ограничивается в основном областью развития депрессий, приуроченных к центральной осевой части красноморского рифта.

Выделение океанского типа литогенеза базируется на комплексе его типовых особенностей [Страхов, 1976], к которым прежде всего относится огромная площадь океанов. С этим связана крайне низкая скорость осадконакопления в пелагиали океанов (1-3 мм в тысячу лет и менее). Бедность планктоном пелагической области и огромные глубины приводят к тому, что дна достигают исчезающе малые содержания Сорг и соответственно редукционные процессы резко подавлены. По этой причине в океанах получают широкое распространение красноцветные глинистые отложения (красные глины), которые на дне современных гумидных водоемов отсутствуют. Специфика океанских осад-

[1] Необходимо, однако, иметь в виду, что похожие текстуры возникают не только в морских, но иногда и в наземных условиях, например, когда лавы изливаются под толщей льда или на мощный ледяной или снеговой покров [Иванов, 1966, Малеев, 1982 и др.]

http://jurassic.ru/

ков приводит к тому, что применение к ним схемы стадийности постседиментационных преобразований (ранний и поздний диагенез, катагенез) затруднено. Большие размеры океанов обуславливают также высокую степень фракционирования материала на площади. В пелагических осадках океанов присутствуют железомарганцевые стяжения, которых в пелагических отложениях бассейнов континентального блока нет.

В противоположность низкой скорости осадконакопления в пелагических областях океана, периферические его части оказываются в ряде случаев ареной крайне высоких скоростей аккумуляции осадков – лавинной седиментации. Здесь в короткие сроки могут накапливаться толщи осадков огромной мощности. В пределах континентального блока также встречаются области развития лавинной седиментации, но наиболее типична она именно для краевых зон океана [Лисицын, 1974, 1978, 1988].

Другой типовой особенностью океанского литогенеза является решающая роль гидродинамического режима поверхностных слоев воды в формировании осадков. Важность этого фактора определяется тем, что он в значительной степени контролирует размещение в океанских отложениях абсолютных масс всех компонентов, как минеральных, так и биогенных.

Особенностью океанского литогенеза является также его слабая зависимость от климатических зон. Тем не менее изменение температуры в меридиональном направлении обуславливает некоторые особенности осадочного процесса. На этой основе можно выделить две температурные модификации океанского осадкообразования: высокоширотную, где, в частности, получает широкое развитие ледовый разнос осадочного материала, и низкоширотную с преобладанием теплого климата (большая доля накопления $CaCO_3$ иногда с повышенной магнезиальностью).

Выделенные Н.М. Страховым типы литогенеза характерны прежде всего для фанерозойского этапа развития Земли; в докембрии седиментогенез характеризовался рядом специфических черт. Разнообразные аспекты эволюции осадочного процесса детально рассматривались в монографиях и сборниках [Страхов, 1963, Эволюция геологических процессов, 1989; Эволюция геологических процессов в истории Земли, 1993; Эволюция карбонатонакопления ..., 1988; Эволюция осадочного рудообразования ..., 1984; Эволюция осадочного процесса ..., 1983; Яншин, 1988 и др.].

Обсуждая проблему эволюции типов литогенеза Н.М. Страхов [Страхов, 1963] отмечал, что движущей силой трансформаций гумидного литогенеза в истории Земли было как минимум три фактора. Одним из них был собственно сам осадочный процесс. Поскольку во время седиментации ряд компонентов выводились из системы гидросфера – атмосфера (например, CO_2 при карбонатонакоплении) происходили постепенные изменения среды осадконакопления, что в той или иной форме изменяло осадочный процесс. Другим фактором являлось развитие биоса, влияние которого было как прямое (биогенное осадконакопление в разных модификациях – кремненакопление, карбонатонакопление и т.д.), так и косвенное (влияние на баланс CO_2 и O_2 в атмосфере и гидросфере, а соответственно на величину Eh). Эти два фактора необратимо изменяли физико-химическую обстановку на поверхности Земли, что предопределяло необратимое развитие породообразования. Наконец, третий – тектонический фактор придавал этому эволюционному процессу более или менее ярко выраженную периодичность, которая по-разному отразилась в разных гумидных комплексах.

В меньшей степени эволюционные тренды проявились в аридном типе осадочного процесса, за исключением пород начальных стадий осолонения бассейнов (доломиты), которые демонстрируют как качественные, так и количественные изменения процесса их формирования (вследствие изменений содержания CO_2 в атмосфере). Ледовый литогенез по причине своей примитивности из-за преобладания механических процессов в осадкообразовании претерпел наименьшие изменения в геологической истории. Черты эволюции вулканогенно-осадочного литогенеза проявлялись прежде всего в его количественном аспекте – в ранние геологические эпохи он играл гораздо большую роль, чем в более поздние времена. Учитывая установленные закономерности в эволюции магматизма в истории Земли – расширение спектра составов магматических пород, расцвет и отмирание некоторых видов магматических пород и их ассоциаций, эволюция магматогенного рудообразования и др. [Богатиков, Коваленко, 1993], следует полагать, что это сказывалось на определенных чертах вулканогенно-осадочного процесса. Вместе с тем, в закономерностях вулканической поставки рыхлого осадочного материала пока отчетливых тенденций не обнаружено. Океанский тип литогенеза, в том виде в каком он был выделен, отчетливо прослеживается на протяжении сравнительно небольшого отрезка геологического времени (поздний мезозой - доныне) и достоверное установление его эволюционных тенденций в основном дело будущего, хотя уже сейчас определенные тренды достаточно ясно прослеживаются [Хворова, 1995 а, б].

2.1.2. Влияние на процессы седиментации колебаний уровня водоемов

Весьма существенное влияние на заполнение бассейнов осадочным материалом оказывают **колебания уровня водоемов**, как относительные региональные, так и эвстатические, часто имеющие глобальный характер. Колебания уровня моря изменяют глубину бассейнов и соответственно регулируют воздействие на седиментацию волнового фактора; определяют изменение системы циркуляции поверхностных и придонных те-

http://jurassic.ru/

чений, что в свою очередь может приводить к образованию крупных аккумулятивных осадочных тел или напротив обуславливать размывы уже накопившихся толщ и появление в разрезах хиатусов. Крупноамплитудные колебания уровня водоемов могут приводить к радикальной перестройке режима седиментации.

К настоящему времени можно считать установленным решающее влияние эвстатических колебаний на формирование сложной структуры осадочного комплекса в зоне перехода от континента к океану. Колебания уровня моря являются одним из ведущих факторов, определяющих деятельность дельтовых систем (рис.2.2), а соответственно и динамику формирования осадочных бассейнов, куда они поставляют материал от сравнительно мелких до крупнейших дельт мира (Миссисипи, Ганг, Хуанхе и др.) [Bouma et al., 1989 и др.]. Поскольку колебания уровня моря зачастую имеют глобальный или субглобальный характер, изменения в развитии дельт (их выдвижение или отступание), однонаправленные и одновременные изменения в режиме бассейновой седиментации происходят на огромных площадях Мирового океана. Те же причины контролируют деятельность фэновых систем (рис.2.3) и, соответственно, появление или исчезновение в разрезах флишоидных комплексов [Shanmugam, Moiola, 1988 и др.].

Установлена связь образования крупных оползней с периодами падения уровня моря, причем механизм возникновения оползней в разных обстановках может быть различным. В одних случаях они возникают в результате сокращения ширины шельфа и концентрации значительных масс осадочного материала у его бровки с последующим срывом по склону из-за возникающего при этом неустойчивого положения осадков; в других из-за падения уровня моря нарушается гидростатическое равновесие между давлением наддонных вод и захороненными иловыми водами, а возникающая разница в давлении приводит к неустойчивости осадочных масс. В результате оползневые процессы проявлялись синхронно и на обширных территориях.

Механизмы влияния эвстатических колебаний на характер фонового осадконакопления многочисленны и разнообразны. Особый интерес представляет связь колебаний уровня моря с образованием осадочных полезных ископаемых. Важным результатом исследований [Страхов, 1960; Hallam, Bradshaw,1979; Van Houten, Bhattacharyya, 1982] явилось установление корреляционной зависимости между этапами развития трансгрессий и накоплением осадков, обогащенных органическим веществом, а также связи времени формирования оолитовых железных руд с регрессивными эпизодами.

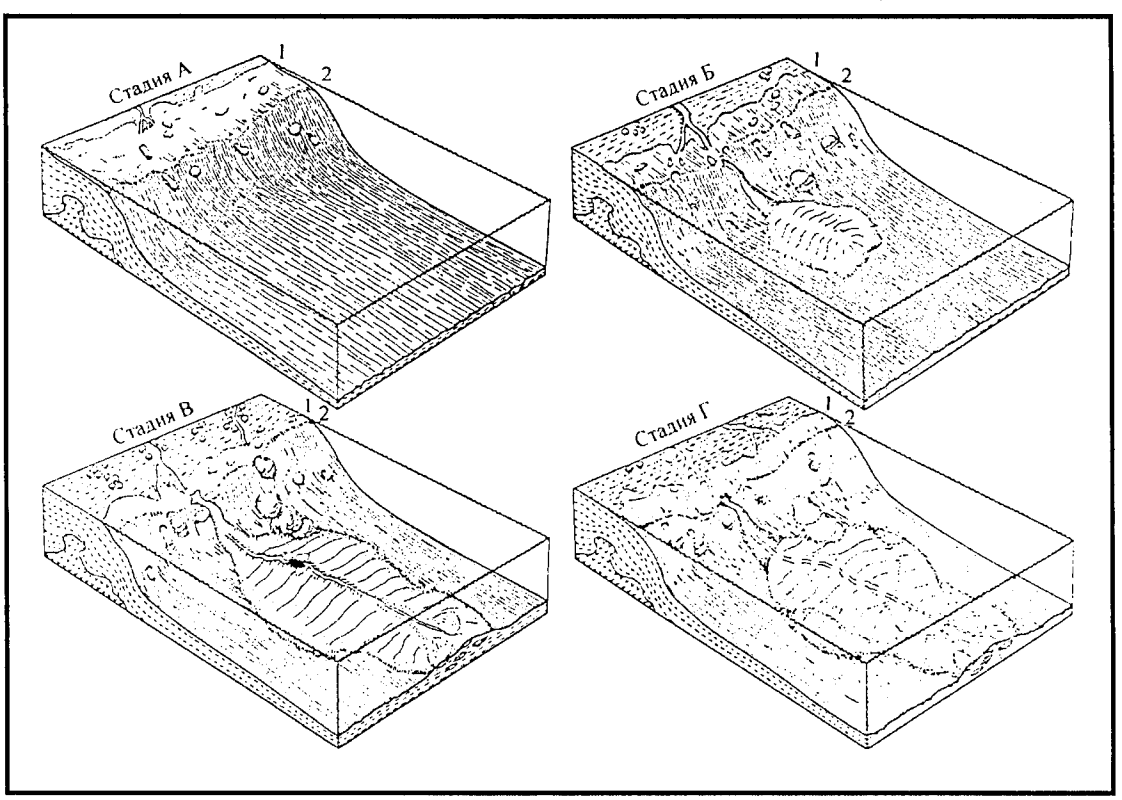


Рис. 2.2. Схематические блок-диаграммы, демонстрирующие новейшее развитие лопастей фэна Миссисипи во время четырех стадий цикла изменения уровня моря: А – относительно высокий уровень моря; Б – начальная стадия понижения уровня моря; В – продолжающееся падение уровня моря; Г – подъем относительного уровня моря. Рисунок вне масштаба. 1 – линия берега, 2 – край шельфа [Bouma et al., 1989]

http://jurassic.ru/

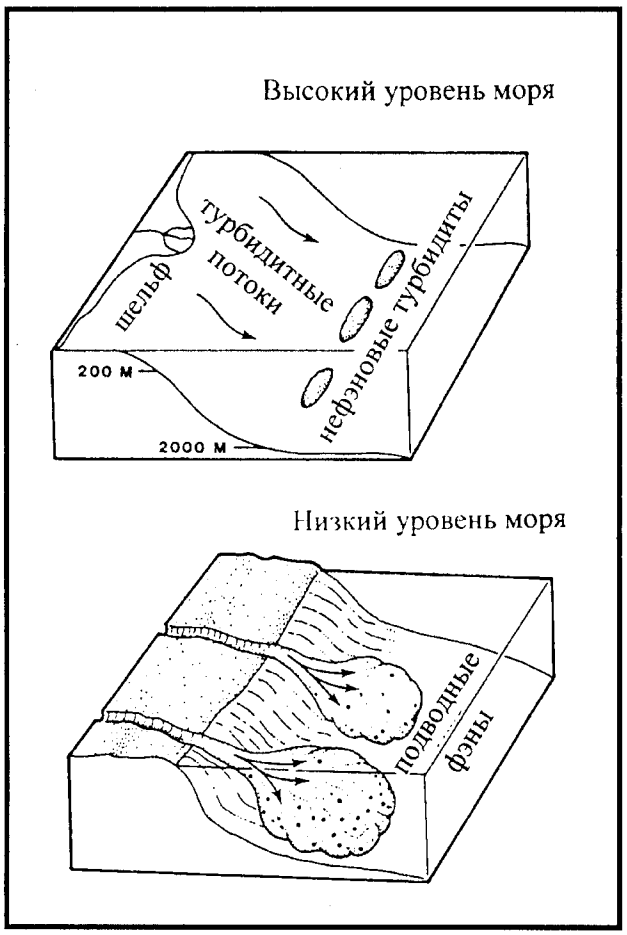


Рис. 2.3. Эвстатические модели развития фэнов в периоды низкого уровня моря и распространение нефэновых турбидитов в периоды высокого стояния моря [Shanmugam, Moiola, 1982]

Выяснение обстановок и механизма, определяющего образование углеродистых отложений, принципиально важно как с точки зрения формирования потенциально нефтематеринских толщ, так и в связи с тем, что в периоды их накопления в водоемах часто возникали аноксидные обстановки (H_2S заражение), что с одной стороны оказывало негативное влияние на биоту, а с другой – определяло поведение ряда химических элементов (Mn, Mo, P и др.), создавая предпосылки к их перераспределению и в ряде случаев образованию рудных концентраций. Вопросы, связанные с накоплением углеродистых осадков и возникновением аноксидных обстановок, многочисленны и далеки от окончательного решения.

Была также установлена связь между флуктуациями уровня моря, а именно регрессиями, и бокситообразованием на прибрежных равнинах (например, меловые толщи Пиренеев) [Combes, Peybernes, 1991]. Эту тенденцию подтверждают данные по формированию поясов третичных кор выветривания Индии, протягивающихся иногда на сотни километров; латеритные коры этого типа обнаружены также в Южной Америке (Гвианское нагорье) и в других частях мира. Таким образом, колебания уровня моря, если не прямо, то опосредованно влияют не только на морское, но и на континентальное осадочное породообразование.

С вопросом о влиянии колебаний уровня Мирового океана на осадочный процесс тесно связана проблема эпох осадочного рудообразования. Помимо прочих факторов они, очевидно, способствовали возникновению одновременно в удаленных друг от друга районах (иногда в глобальном масштабе) благоприятных обстановок для формирования того или иного типа руд. Примером широкого, трансконтинентального развития однотипных рудных процессов является эпоха ааленского образования оолитовых железных руд: в Европе к довольно узкому стратиграфическому интервалу приурочены лотарингские руды Франции, минеттовые руды Бельгии, руды Нортгемптона в Англии, малкинские Северного Кавказа. То же можно видеть на примере фосфатообразования: так, среднеэоценовый фосфоритовый горизонт прослеживается в Северной Африке, на Северном Кавказе и простирается до Средней Азии. С позиции локальных источников P или механизма апвеллинга объяснить образование этого горизонта нельзя, в то время как связь его формирования с эвстатическими флуктуациями вполне реальна.

Таким образом, эвстатические колебания уровня моря выступают мощным геологическим фактором, оказывающим существенное влияние на осадочный процесс в целом; в значительной мере контролируют динамику терригенного, биогенного, хемогенного осадконакопления; оказывают прямое или опосредованное воздействие на процессы формирования различных осадочных руд.

Несмотря на то, что к настоящему времени появилось много данных, касающихся разнообразных аспектов влияния колебаний уровня морей на осадкообразование, остается целый ряд принципиально важных для понимания общих закономерностей седиментогенеза вопросов, требующих рассмотрения и решения.

Поскольку динамика короткопериодных эвстатических колебаний такова, что приводит к постоянному чередованию регрессий и трансгрессий, весьма остро встает вопрос о характере взаимодействия морских и континентальных ландшафтов и об его влиянии на образование в водоемах осадков, обогащенных органическим веществом, а также о корреляции геологических событий на суше и в Мировом океане. В тесной связи с проблемой взаимодействия морских и континентальных ландшафтов стоит проблема скорости протекания гипергенных процессов – выветривания и корообразования на освобождающихся от моря территориях, покрытых плащом нелитифицированных осадков, а также вопрос о последующей судьбе продуктов выветривания при их

http://jurassic.ru/

поступлении в трансгрессирующие водоемы, влиянии их на характер осадконакопления, в частности биогенного. Закономерная приуроченность времени образования горизонтов и толщ, обогащенных ОВ, к этапам развития трансгрессий подтверждается на примере многих геологических объектов. Вместе с тем, накопление углеродистых осадков сопровождает далеко не каждую эвстатическую трансгрессию. В связи с этим необходимо решить вопрос о том, сочетание каких факторов должно приводить к формированию отложений, обогащенных ОВ, на фоне развивающихся трансгрессий.

Если колебания уровня моря оказывают постоянное и часто прямое воздействие на фоновое терригенное, биогенное и хемогенное осадконакопление, то процессы образования разнообразных геохимических аномалий в виде рудных скоплений Fe, Mn, Al, P и др. соотносятся с ними в гораздо более сложной форме. Проблема механизма формирования осадочных руд, в частности их соотношение с эвстатическими, в том числе глобальными флуктуациями уровня моря, относится к числу важнейших проблем литологии. Установив характер этих соотношений и выявив генезис рудных скоплений, можно подойти к проблеме прогнозных оценок их локализации в пределах осадочных бассейнов.

Одни и те же геологические события могут поразному запечатлеваться в разрезах разных осадочных бассейнов и даже в пределах одного осадочного бассейна. Например, раннетоарская эвстатическая трансгрессия в Западной Европе обусловила накопление горизонта глинистых сланцев, интенсивно обогащенных органическим веществом (посидониевые, картонные сланцы); на Северном Кавказе в одном месте на фоне трансгрессии возникали сидеритовые отложения, в другом – мощная глинистая толща с фоновыми содержаниями Сорг и сидерита. Регрессивный эпизод на границе тоара и аалена в пределах Северного Кавказа в разных частях бассейна в разрезах выражается в виде перерыва, горизонта оолитовых железных руд, а также мощной угленосной песчаниковой толщи. В связи с этим возникает проблема корреляции и выявления литологических и геохимических особенностей отложений, возникших в результате синхронных геологических событий в пределах разных осадочных бассейнов, различающихся по климатическим и геотектоническим условиям, а также источника осадочного материала.

Накопленый к настоящему времени фактический материал свидетельствует о том, что периоды развития трансгрессий нередко совпадают с этапами усиления вулканизма. Между этими явлениями существует определенная связь и если не прямая причинно-следственная, то косвенная, опосредованная. Решение вопроса о характере этой связи имеет весьма важное значение, поскольку может дать ключ к пониманию механизма эвстатических колебаний, имеющих тектоническую природу. Относительные колебания уровня моря в конкретных бассейнах осадконакопления, а соответственно развитие трансгрессий и регрессий, всегда являются результатом совокупного действия как эвстатических колебаний, так и региональных движений земной коры. Причем эти движения могут быть различными по знаку. Такие сочетания определяют динамику миграции береговой линии, т.е. развитие трансгрессий и регрессий. Так, эвстатический подъем уровня моря и опускания земной коры приводят к развитию быстрой и масштабной трансгрессии. Обратное сочетание может обусловить в зависимости от скорости каждого из этих процессов развитие трансгрессии, регрессии или в случае их взаимной компенсации стабильного положения береговой линии. В тех частях бассейнов седиментации, где расположены сравнительно крупные дельты рек, к указанным факторам, контролирующим трансгрессии и регрессии, добавляется фактор интенсивности поставки в водоем осадочного материала. Если количество приносимого рекой материала велико, то боковое наращивание и продвижение дельты может в определенных ситуациях быть главным фактором, определяющим миграцию береговой линии.

Несмотря на региональные факторы, влияющие на осадконакопление, широкомасштабные колебания уровня океана обуславливают появление в большей или меньшей степени выраженных черт сходства в строении одновозрастных осадочных толщ разных осадочных бассейнов.

2.1.3. Перерывы в осадочных толщах и неполнота геологической летописи

Заполнение бассейнов осадочным материалом является, как правило, процессом дискретным, прерывистым – периоды накопления материала сменяются его неотложением или даже размывом части ранее накопленных отложений. Некоторые аспекты этой темы – вопросы, связанные с определением амплитуды поднятий, вызывающих размыв и образование явных и скрытых перерывов в осадочных толщах, – рассматриваются в главе 1.

Анализ разрезов с целью выявления перерывов является также одной из важнейших частей литологических исследований, так как позволяет реконструировать реальную картину динамики накопления осадочных толщ. В самом общем понимании перерыв – это некоторый временной интервал геологического прошлого, отложения которого отсутствуют в разрезах осадочных бассейнов. Иногда в зависимости от характера исследований осадочных толщ (стратиграфические или литологические) геологами

http://jurassic.ru/

различались перерывы *стратиграфические* (нарушение возрастной последовательности залегания слоев) и перерывы в *осадкообразовании* (промежутки времени различной длительности, в течение которых на том или ином участке земной поверхности осадочный материал не накапливался) [Геологический словарь,1973].

Проблема перерывов в осадконакоплении и связанный с ней вопрос о полноте геологической летописи интересовали геологов давно. Впервые наиболее полный для своего времени обзор признаков для определения перерывов (несогласий) дал В. Крумбейн [Krumbein, 1942]. Им были выделены 42 признака несогласий, основанных на седиментологических (наиболее многочисленные), палеонтологических и структурных критериях. Среди *седиментологических* признаков им указывались такие, как наличие в разрезах базальных конгломератов, базальных черных углистых сланцев, корок оксидов Fe и Mn, окремнения, фосфатизации эрозионной поверхности, резкой смены литологического, химического состава отложений, погребенных почв и др. К *палеонтологическим* признакам им относились резкие изменения фауны, следы сверлящих организмов, конгломераты из костей и зубов, водорослевые образования и т.д. Среди *структурных* признаков выделялись несогласное залегание, волнистая поверхность контакта, срезанные дайки, относительное смещение разломов. Некоторые выделенные В. Крумбейном признаки прямо свидетельствовали о наличии перерыва, другие указывали на возможность его существования.

Одним из наиболее сложных, но в то же время и важных вопросов анализа перерывов является вопрос об их продолжительности. Существуют различные способы их оценки, как прямые, так и косвенные: по данным абсолютного возраста, по скорости денудации пород, по времени накопления синхронных толщ на соседних участках и др. [Яблоков, 1973]. Достижения последнего времени в разработке зональных биостратиграфических и магнитостратиграфических шкал позволяют в ряде случаев оценивать продолжительность перерывов с точностью в десятки и первые сотни тысяч лет. Для этих целей можно также использовать сейсмостратиграфические методы. В.С. Яблоков [1973], типизируя перерывы по продолжительности выделял шесть типов – от сотен миллионов лет до единиц миллионов и тысяч лет.[1] Он также отмечал, что даже во время этапов казалось бы сравнительно стабильного осадконакопления на долю перерывов приходился значительный интервал времени. Так, на Русской плите продолжительность континентальных эпох в послечернышенское-раннетульское время и в послепротвинское-верейское время оценивалась примерно в 20 млн. лет, что составляет около 1/3 продолжительности всего карбона. А общая длительность континентальных условий от кембрия до позднего карбона включительно на большей части Русской плиты оценивается в 150 млн. лет и составляет около 50 % данного интервала. При анализе региональных и местных стратиграфических схем часто складывается впечатление, что перерывы разной продолжительности в ОБ приурочены к границам стратиграфических подразделений разных рангов и соответствуют границам циклов разного порядка. Такое заключение в некоторых случаях справедливо, особенно для местных подразделений, соответствующих естественным этапам развития региона, но далеко не всегда, если речь идет об единицах общей хронологической шкалы. Дело в том, что на практике при отсутствии противоречащих этому данных, границы подразделений обычно проводятся по перерывам и поверхностям несогласий.

В практике анализа ОБ длительные перерывы, как правило, устанавливаются достаточно уверенно; наибольшую сложность представляет выявление относительно непродолжительных перерывов, реконструкция причин их появления. Для характеристики перерывов необходимо выяснить на какой площади они распространены. При развитии регрессии область перерыва охватывает все большие территории, поэтому интервал перерыва на площади бассейна может заметно варьировать. Причем характер проявления перерыва в разрезах может быть различным – в одних местах происходит денудация ранее образовавшихся отложений, в других идет накопление континентальных осадков.

Следует иметь в виду, что кроме упомянутых выше "очевидных перерывов" существуют перерывы скрытые и интервалы неотложения осадков. Их наличие приводит к существенной неполноте геологической летописи и даже во внешне непрерывных разрезах время накопления слагающих их отложений соответствует лишь какой-то небольшой части общего времени формирования толщи. Эти вопросы достаточно обстоятельно рассмотрены в монографии [Симаков, 1999], выводы которой опираются на анализ большого числа литературных данных и в том числе таких авторитетных исследователей, как Д. Бэррол, Т. Ван Андель и в особенности Д. Эгер [Ager, 1993].

С перерывами в разрезах осадочных толщ могут ассоциировать различные полезные ископаемые – угли, бокситы, россыпи, железные руды, рудоносные коры выветривания, некоторые другие образования.

Как уже отмечалось, перерывы в разрезах образовывались как вследствие размыва уже накопившихся

[1] Классификация В.С. Яблокова [1973] предполагала следующую временную характеристику перерывов: 1 – громадный перерыв – 200-100 млн. лет; 2 – очень большой – 100-50; 3-большой – 25-5; 4 – значительный 3-1; 5 – незначительный – десятки-сотни тысяч лет; 6 – небольшой – тысячи - десятки тысяч лет.

http://jurassic.ru/

осадков, так и в результате неотложения осадочного материала. Неотложение материала случается в тех областях водоемов, где скорость течений не позволяет частицам оседать на дне. Для размыва уже образованных осадков требуется скорость потоков, значительно (иногда на порядок и более) превышающая скорость потока, требуемого для неотложения осадков [Лисицын, 1988, и др.]. Как в современных водоемах, так и в древних осадочных бассейнах области неотложения осадков (нулевой седиментации) встречаются довольно часто. Так, например, в майкопском осадочном бассейне Северного Кавказа-Мангышлака, в его северной части выделяются обширные области нулевой седиментации [Столяров, 1999], что, видимо, обусловлено активным гидродинамическим режимом в этой части олигоценового водоема, связанным с деятельностью палеодельты.

Среди размывов следует различать подводные (субаквальные), вызываемые деятельностью течений и волн, и наземные, возникающие в условиях субаэральной экспозиции отложений за счет факторов континентальных обстановок. Разные типы размывов характеризуются своими литологическими и морфологическими признаками. А.П. Лисицын [1988], рассматривая батиметрический контроль распространения перерывов в осадках современных океанов, отмечал, что существуют два глобальных уровня наиболее частого развития перерывов. Верхний приурочен к области близкой к поверхности океана и связан с изменениями уровня его в геологическом прошлом; нижний отвечает наиболее углубленным участкам дна океана и обусловлен распространением тяжелых придонных полярных вод и связанных с их перемещением контурных течений. При анализе перерывов в осадочных бассейнах континентального блока наибольший интерес представляют перерывы верхнего уровня. Причем несмотря на то, что батиметрические различия между шельфовыми областями и наиболее глубоководными частями бассейнов континентального блока намного меньше, чем в океанах, механизмы воздействия на осадочный материал в процессе флуктуаций уровня морей и перемещения его в относительно глубоководные части водоемов в целом те же самые. Сходен также и геологический результат этих перемещений. Наглядным примером является развитие юрского дельтового комплекса в восточной части бассейна Большого Кавказа. Примерно на границе тоара и аалена резкое падение уровня моря, имевшее глобальный характер, привело к размыву значительных масс осадочного материала, сконцентрированного в дельтовой области, и перемещению его в более мористые части водоема. В результате этого в разрезе морских песчано-глинистых отложений авандельты образовалась мощная – более 1,5 км, преимущественно песчаниковая толща [Гаврилов, 1994].

Несогласия на континентальном склоне, как правило, являются следствием не собственно размывов, а результатом механического удаления осадков гравититами – оползнями, обвалами, зерновыми и турбидитными потоками. А.П. Лисицын [1988] считает целесообразным такого рода перерывы называть не размывом, а разрывом сплошности осадочных тел.

Поскольку колебания уровня морей и океанов, обуславливающие появление большой группы перерывов, носят глобальный характер, синхронные перерывы могут фиксироваться в толщах осадочных бассейнов разных частей мира. К настоящему времени имеется значительная литература, посвященная этому вопросу [Лисицын, 1988, Loutit, Kennett, 1981, Poag, Ward, 1987, Vail, et al., 1977, Vail, et al., Todd, 1984 и др.].

С проблемой перерывов тесно связан такой важный для характеристики условий формирования осадочных комплексов вопрос, как оценка *скорости накопления осадочных толщ* (СНОТ) и скорости собственно *осадконакопления*. Отнесение мощности осадочной толщи ко времени ее образования позволяет оценивать скорость ее накопления в целом или отдельных ее частей. Однако при расчете СНОТ следует учитывать, что чем больше в анализируемой толще содержится перерывов и размывов, тем существеннее будут различия между реальными скоростями осадконакопления в палеобассейнах и величиной СНОТ. Особенно резко эти различия проявляются в областях лавинной седиментации и прежде всего в районах развития дельтовых систем. Так, например, в зоне юрской авандельты восточной части Большого Кавказа величины СНОТ колебались в пределах 50 – 140 см/тыс. лет и более [Гаврилов и др., 1989] (подобные значения весьма велики даже для скорости собственно осадконакопления). Вместе с тем, седиментологический анализ некоторых интервалов толщ, не осложненных перерывами и размывами, показывает, что скорости осадконакопления могли достигать 40 – 50 м/тыс. лет, т.е. на 1 – 2 порядка превышали величину СНОТ для тех же толщ.

В осадочных бассейнах иных – более спокойных геодинамических позиций, в частности платформенных, различия между величиной СНОТ и скоростью осадконакопления в палеоводоемах были гораздо менее существенными.

2.1.4. Закономерности накопления и распределения органического вещества в осадках и осадочных породах

Вопрос о закономерностях накопления и распределения органического вещества (ОВ) в стратисфере, в том числе об образовании и размещении обогащенных ОВ отложений, чрезвычайно важен как с позиции теоретической геологии – для выяснения общих законов осадкообразования, так и в практическом отношении, поскольку с углеродистыми толщами часто связаны различные полезные ископаемые.

В стратисфере органический углерод (Сорг) присутствует в виде трех фаз – твердой, жидкой и газооб-

http://jurassic.ru/

разной и распространен почти повсеместно. Содержания Сорг варьируют от исчезающе малых значений до многих десятков процентов в тех случаях, когда углерод присутствует в осадочных толщах в концентрированном виде (уголь, нефть, горючие сланцы и т.д.). Однако замечено, что при большом диапазоне концентраций Сорг существует интервал наиболее часто встречаемых его значений – 0,2-1,5 %. Считается, что этот интервал присущ почти 90 % отложений стратисферы. Причем для континентального блока количество Сорг в виде твердой фазы почти на два порядка больше, чем сосредоточено в жидкой и газообразной фазах. На долю Сорг, присутствующего в стратисфере континентов в концентрированном виде (для всех фазовых состояний), в сумме приходится около 0,3% от общей массы Сорг в этом секторе литосферы [Троцюк, Марина, 1988].

Органический углерод, благодаря своим геохимическим свойствам, способности пребывать в стратисфере в виде разнообразных минеральных и химических соединений, в различных фазовых состояниях, занимает среди всех других породообразующих элементов особое положение. Вследствие многообразия свойств и форм углерода выяснение закономерностей его поведения и распределения в осадочной оболочке Земли является сложной и до конца не решенной проблемой. Вместе с тем, целенаправленные работы последних десятилетий отечественных и зарубежных ученых позволили достичь в этом вопросе значительного прогресса. В настоящее время можно считать установленными ряд закономерностей, касающихся континентальной стратисферы. В частности, получена надежно обоснованная оценка кларка Сорг стратисферы континентов, оказавшаяся равной 0,5 %; выявлен закономерный циклический характер распределения средних величин концентраций Сорг, его масс в стратиграфических горизонтах фанерозоя и изменения темпов накопления этих масс в течение геологического времени; установлено, что цикличность распределения масс Сорг в стратиграфических элементах континентальной стратисферы коррелирует с размещением масс вулканогенных пород и суммарных количеств карбонатных отложений. Оказалось также, что вариации распределения масс Сорг в разновозрастных горизонтах фанерозоя отражают периодичность изменения площади палеоморей, покрывающих континенты, причем максимумы масс Сорг тяготеют к отложениям, накопление которых происходило на фоне глобально проявляющихся трансгрессий. Различия средних содержаний Сорг в осадочных толщах разнотипных морфоструктурно-фациальных и геотектонических зон (областей) бассейнов седиментации могут достигать 3-х кратных величин. Установлена также корреляционная зависимость между распределением в континентальной стратисфере процентных концентраций и суммарных масс Сорг, с одной стороны, и размещением ресурсов угля, нефти и углеводородных газов – с другой. Эта закономерность в принципе позволяет решать важную прикладную задачу: на основе оценочных расчетов распределения рассеянных масс Сорг в разрезе исследуемого геологического объекта (бассейна, области или его зоны) подойти к определению масштабов генерации углеводородов и обосновать прогноз перспективности недр в отношении горючих ископаемых [Троцюк, Марина, 1988].

Распределение Сорг в осадках бассейнов седиментации.

Для понимания условий формирования обогащенных ОВ древних толщ необходимо рассмотреть основные закономерности распределения органического углерода в современных водоемах, тем более, что некоторые особенности его поведения в прошлом можно установить только исследуя новейший седиментогенез.

Для описания характера распределения тех или иных компонентов в осадках бассейнов пользуются обычно процентным содержанием этих компонентов. Однако этот параметр не в полной мере характеризует интенсивность накопления разных составных частей осадка, так как истинная картина может быть затушевана разбавляющим влиянием, например, терригенного материала (особенно в областях лавинной седиментации). Для объективной оценки динамики накопления компонентов осадков используют понятие об абсолютных массах. Метод абсолютных масс впервые был предложен Н.М. Страховым в работе, посвященной закономерностям седиментации в Черном море [Страхов, 1947]. Суть метода заключается в том, что количественно оценивается масса того или иного компонента осадков, накопившаяся в единицу времени на единицу площади дна бассейна. Для расчета абсолютных масс нужно знать среднее содержание компонента, влажность, объемный вес осадков, скорости седиментации. При описании распределения Сорг в осадках будут использоваться как процентные содержания углерода, так и его абсолютные массы.

В работах [Бордовский, 1969; Лисицын, 1974; Романкевич, 1977; Романкевич, Бобылева, 1990; Страхов, 1960,1976 и др.] было показано, что распределение Сорг в осадках в решающей мере определяется размерами современных бассейнов седиментации. В осадках океанов распределение Сорг определяется преимущественно широтной и циркумконтинентальной зональностью. Последняя выражается в тяготении повышенных концентраций ОВ к периферическим океаническим зонам, к которым относятся области шельфа, континентального склона, краевые части котловин, а также окраинные моря. Причем в пределах этой периферической зоны выделяются мелководный и глубоководный максимумы содержаний ОВ, разделенные зоной относительно пониженных его содержаний [Романкевич, 1977]. Мелководный максимум приурочен к тонким осадкам заливов, лагун, бухт, внутренних мелководных морей, верхним частям океанского шельфа.

http://jurassic.ru/

Глубоководный максимум ОВ прослеживается в илах континентальных склонов и прилегающих к ним краевых частях океанических котловин; в Тихом и Индийском океанах к этой зоне относятся также осадки склонов и глубоководных желобов, располагающихся вблизи материков. В центральных частях океанов содержание Сорг в осадках крайне низкое.

Распределение Сорг по площади дна океанов контролируется совокупностью фациальных условий осадконакопления. Циркумконтинентальная зональность является наиболее ярко выраженной чертой в общей картине распределения Сорг в осадках [Богданов, Левитан, 1980 и др.]. Помимо неё существует также широтная зональность, наиболее рельефно прослеживающаяся в Тихом океане. Она здесь выражена высокоширотными зонами – бореальной и приантарактической, а также экваториальной зоной повышенных содержаний Сорг. В Индийском и Атлантическом океанах широтная зональность проявляется гораздо слабее.

Содержание Сорг в верхнем слое осадков колеблется от 0,01 до 14 %, а местами достигает 26 % [Романкевич, 1977]. Распределение и содержание Сорг в осадках определяется многими факторами, такими как биологическая продуктивность планктона и бентоса, привнос ОВ с суши, условия захоронения ОВ, которые в свою очередь зависят от многих причин и, в частности, от соотношения скоростей поступления ОВ и терригенного материала.

Статистическая оценка содержаний Сорг в отложениях разных морфоструктурных зон океанов [Троцюк, Марина, 1988] показывает, что отчетливая циркумконтинентальная зональность характерна не только для плейстоцен - голоценовых осадков, сходная картина прослеживается и для более древних горизонтов кайнозоя (рис.2.4, 2.5, 2.6). В отличие от обширных океанических бассейнов, центральным частям внутриматериковых морей свойственны более высокие, чем на обрамлении, содержания Сорг. Повышенные содержания ОВ в отложениях внутриматериковых морей связаны с гораздо более высокой продуктивностью вод этих водоемов.

Наиболее рельефно связь ОВ с продуктивностью бассейна проявляется в озерах, где максимум его накопления обычно приходится на центральные части водоемов; причем в эвтрофных озерах могут формироваться сапропелевые илы. В крупных озёрах, во внутриконтинентальных и некоторых краевых морях (Белое, Карское, Черное) максимальная биопродуктивность тяготеет к периферическим частям водоемов (нижняя часть шельфа – начало континентального склона). Однако максимальные содержания Сорг приурочены к центральным частям бассейнов, так как здесь существенно ниже разбавляющее влияние обломочного материала. В бассейнах такого типа оценка абсолютных масс показывает, что основные количества ОВ накапливаются там, где они продуцируются [Страхов, 1976]. То есть распределение на площади водоемов абсолютных масс Сорг и осадочного материала одинаковы и приурочены к периферическим зонам, в то время как максимум концентраций Сорг тяготеет к центральным (халистатическим) областям морей.

Несколько иная картина наблюдается в очень больших краевых морях – Беринговом, Охотском, Японском, где максимальные содержания Сорг приурочены

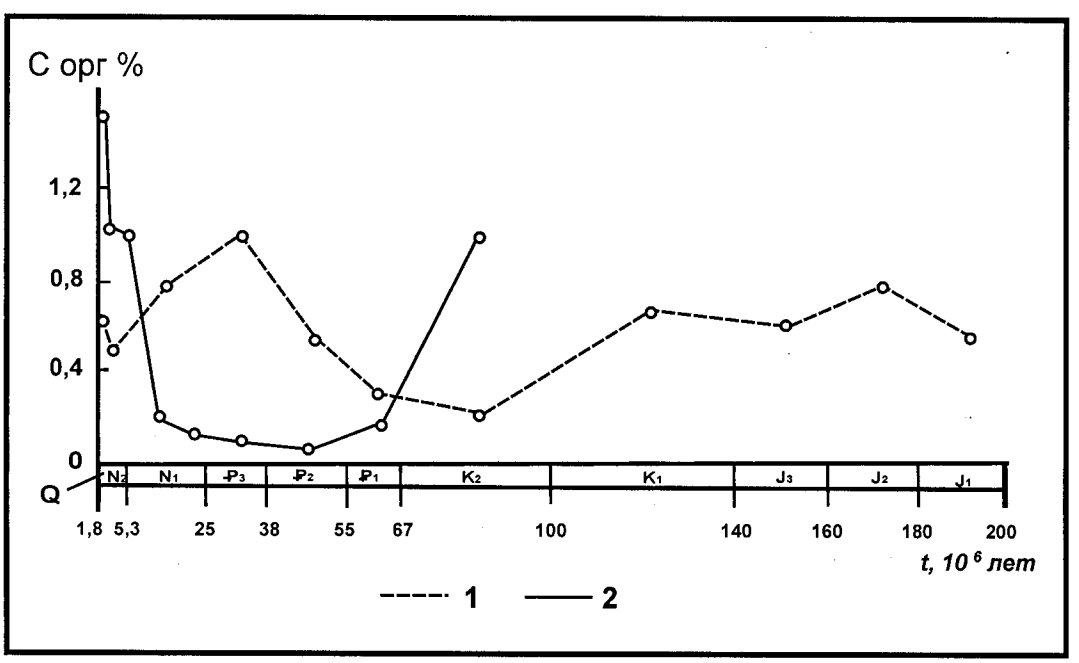


Рис. 2.4. Распределение Сорг в стратиграфических элементах разреза внутриматериковых морей [Троцюк, Марина, 1988]
1 – обрамление (шельф, приморские районы); 2 – глубоководная область

http://jurassic.ru/

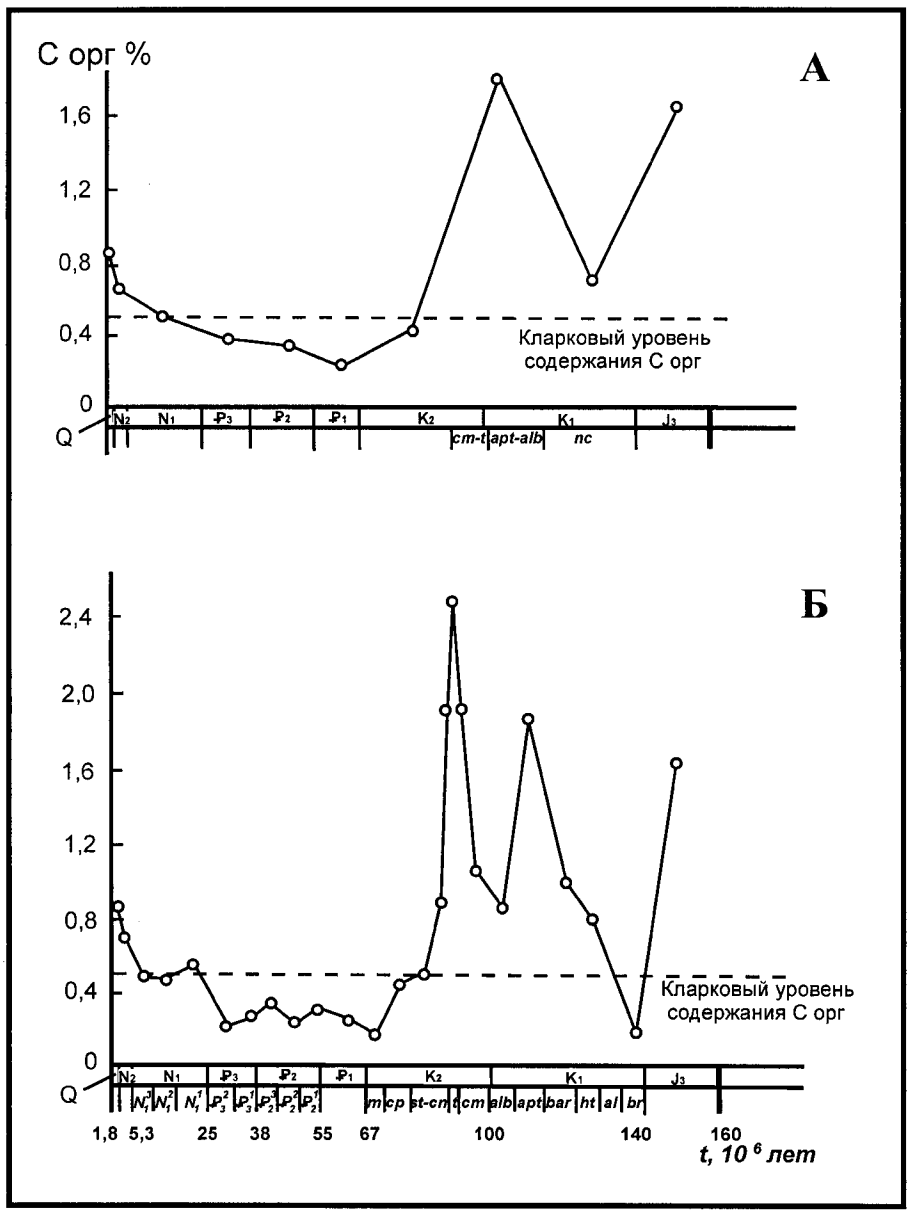


Рис. 2.5. Изменчивость содержания Сорг по разрезу материковых окраин [Троцюк, Марина, 1988]
Преобладающий интервал усреднения по шкале t (13 – 25)·10⁶ (А) и (5 – 10)·10⁶ (Б) лет

к осадкам периферических зон морей – нижней части шельфа, континентальному склону, то есть к районам с высокой биопродуктивностью. Таким образом, в этих морях зоны максимальных концентраций Сорг и абсолютные массы ОВ совпадают. Важно отметить, что на накопление Сорг в осадках Охотского, Баренцева и других морей отрицательное влияние оказывает значительная глубина бассейнов, вследствие чего большая часть ОВ успевает разложиться, минерализоваться прежде чем достигнет дна. Естественно, что этот фактор также оказывает отрицательное влияние на накопление ОВ в осадках океанов. Следовательно, в очень крупных водоемах в распределении Сорг помимо циркумконтинентальной и широтной зональности существует ещё и батиметрическая зональность.

В разных бассейнах количество образующегося в них ОВ или привносимого с суши и количество ОВ, достигающего дна и захороняющегося в осадках, может существенно различаться Для количественной оценки доли захороняющегося ОВ от суммы первичной продукции ОВ используют коэффициент фоссилизации. Так, по оценкам Е.А. Романкевича [1977], коэффициент фоссилизации ОВ для океана составляет около 0,4%, причем для подводной окраины – 2,15% и только 0,05% для ложа океана. Для внутренних и окраинных морей эта величина, конечно, выше.

Процессы разложения ОВ, которые в значительной мере определяют степень его фоссилизации, зависят от трех основных факторов: а) физико - химической среды разложения; б) длительности процесса; в) темпера-

http://jurassic.ru/

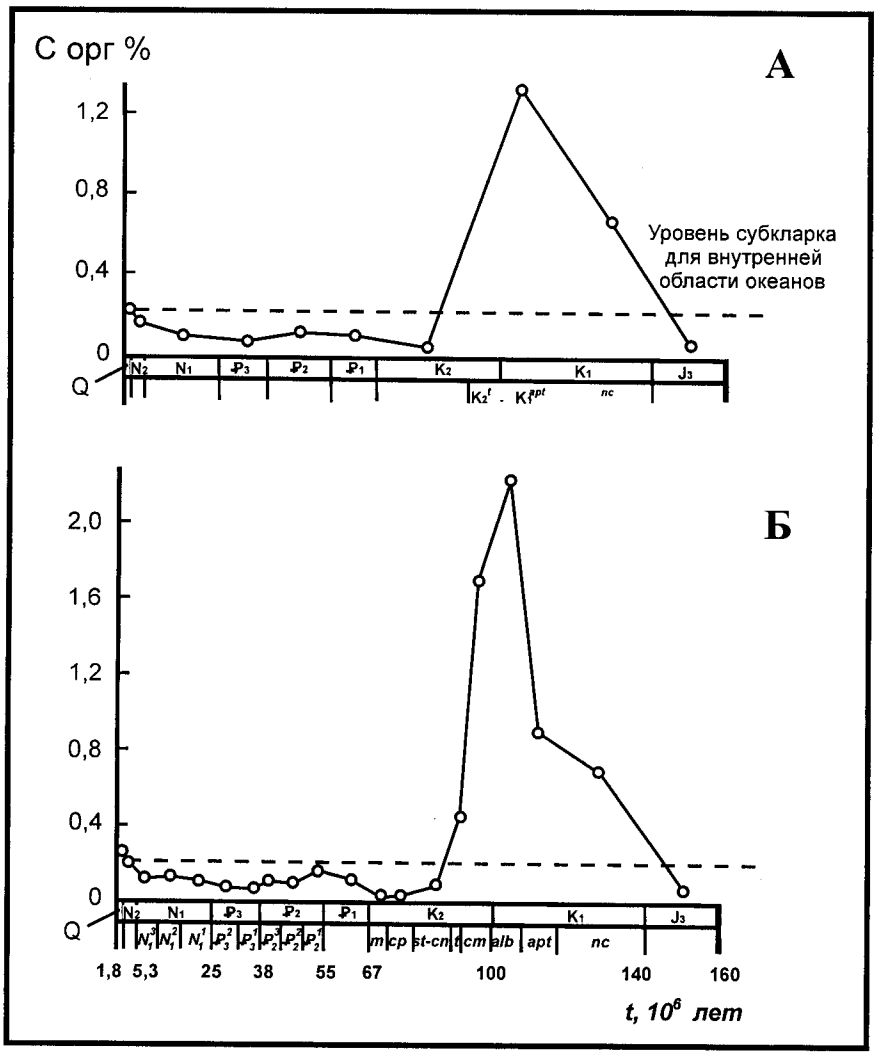


Рис. 2.6. Изменчивость содержания Сорг в разрезе внутриокеанической области [Троцюк, Марина, 1988]
Интервал усреднения по шкале t (15 – 25)·10⁶ (А) и (5 – 25)· 10⁶ (Б) лет

туры среды. Оценка влияния физико-химических условий среды в опытах показала, что в аэробной среде разложение идет энергичнее, чем в анаэробной, хотя не всегда различия значительны. Влияние длительности процесса достаточно очевидно – чем дольше продолжается процесс разложения, тем в большей степени ОВ подвергается деструкции. Вместе с тем, зависимость не имеет линейного характера: вначале разложение протекает интенсивно, затем происходит его постепенное затухание. Воздействие температурного фактора прослеживается достаточно уверенно: рост температуры увеличивает скорость распада ОВ.

Из этих закономерностей следует, что условия для сохранения и фоссилизации ОВ в субаквальных обстановках гораздо более благоприятны, чем в субаэральных. С учетом глубины водоема, с которой тесно связана длительность разрушения ОВ, общая схема фоссилизации ОВ представляется следующей. В субаэральных условиях поверхности континентов фоссилизация минимальна. В озерных и болотных системах она достигает максимальных величин по сравнению со всеми другими субаквальными обстановками. В пределах морского шельфа условия для захоронения ОВ резко ухудшаются, а на абиссальных глубинах океанов становятся очень плохими. Исходя из оценок современной годовой продукции ОВ и его количества, захороняемого в осадках, коэффициент фоссилизации составляет только 0,8% [Страхов, 1960].

Рассматривая эволюцию накоплений ОВ в истории Земли, Н.М. Страхов [1960] отмечал, что происходило последовательное расширение мест обитания "живого вещества", и соответственно изменение фациального профиля высоких концентраций Сорг. Наиболее древней формой накоплений ОВ, известной ещё с глубокого докембрия (ранний архей) [Brooks et al., 1973, Shopt, 1975], являются углеродистые сланцы, в том числе горючие, ОВ которых было планктоногенным. Этот тип накоплений существовал также на протяжении всего фанерозоя, вплоть до современной эпохи. Несколько позже, чем планктонногенные сланцы (протерозой ?),

http://jurassic.ru/

начали возникать скопления ОВ, связанные с фитобентосом. В палеозое, в связи с выходом жизни на сушу, возник новый фациальный тип отложений, обогащенных ОВ, который был приурочен к приморским болотам и низинам, здесь формировались угли паралического типа, с которыми иногда ассоциировались горючие сланцы. Именно в этой фациальной обстановке возникали наиболее высокие из существующих осадочных концентраций ОВ. В позднем карбоне угли начали образовываться не только в зоне паралической низины, но и внутри континентов иногда в весьма значительных количествах. Таким образом, с верхнего палеозоя различаются три крупные фациальные группы: морские горючие сланцы, паралические угли и внутриконтинентальные угли.

По главным членам породных парагенезов выделяются 4 формационных типа углеродистых отложений: терригенно-углеродистый, кремнисто-углеродистый, карбонатно-углеродистый и вулканогенно-углеродистый [Созинов, Горбачев, 1984, Созинов, Сидоренко, 1981].

Для характеристики условий морской седиментации особый интерес представляют горючие сланцы и другие в большей или меньшей степени обогащенные ОВ отложения. Среди них выделяются по крайней мере четыре фациальных типа (рис. 2.7): 1) горючие сланцы, образовавшиеся в приустьевой зоне рек вследствие высокой биопродуктивности планктона, обусловленной речным привносом большого количества биофильных элементов; 2) планктоногенный тип горючих сланцев, накапливавшихся в пелагической части бассейнов; 3) удаленные от берега отложения подводных водорослевых лугов или подводных зарослей морских трав (образованы в результате жизнедеятельности фитобентоса); 4) обогащенные ОВ отложения, накопившиеся в мелководных обстановках – в относительно небольших депрессиях среди коралловых рифов [Страхов, 1960].

Из перечисленных фациальных типов углеродистых сланцев наиболее распространенным является планктоногенный тип. Однако накопление планктоногенных сланцев не было процессом равномерным, непрерывным. Существовали эпохи наиболее интенсивной биопродукции планктона. С архея по настоящее время выделены около 30-ти эпох сланценакопления, из которых не менее 8-ми установлены в докембрии и более 20-ти в фанерозое. Причем в докембрии эпохи сланценакопления проявлялись не чаще, чем через 200-400 млн. лет, но были гораздо продолжительнее, чем фанерозойские и сопровождались накоплением больших масс ОВ; в фанерозое частота этих эпох существенно возросла [Неручев, Бекетов, 1984].

Источники ОВ.

При рассмотрении вопросов происхождения обогащенных углеродом толщ важно знать источник ОВ. В связи с этим следует отметить, что на протяжении всего докембрия и фанерозоя основным источником сапропелевого ОВ были простейшие планктонные организмы и бактерии. Ведущую роль в сапропелеобразовании играли органикостенные организмы, у которых не было минерального наружного скелета [Неручев, Бекетов, 1984]. На протяжении всего докембрия (начиная с раннего архея) единственным источником ОВ были такие органикостенные организмы, как бактерии, синезеленые водоросли, акритархи; со среднего протерозоя к ним добавляются зеленые водоросли, фикомицеты. В раннепалеозойских бассейнах существенным источником ОВ были граптолиты. В позднем палеозое - начале мезозоя к группе организмов, являющихся источником ОВ, добавились динофлагелляты, а в конце мезозоя – евгленовые водоросли, также обладавшие органической оболочкой. В раннем палеозое появился зоопланктон – радиолярии и бентосные фораминиферы (к последним в середине мезозоя добавились планктонные), в мезозое возникли такие формы фитопланктона, как диатомовые и силикофлагелляты.

Таким образом, на протяжении всего периода развития органического мира, с одной стороны, наблюда-

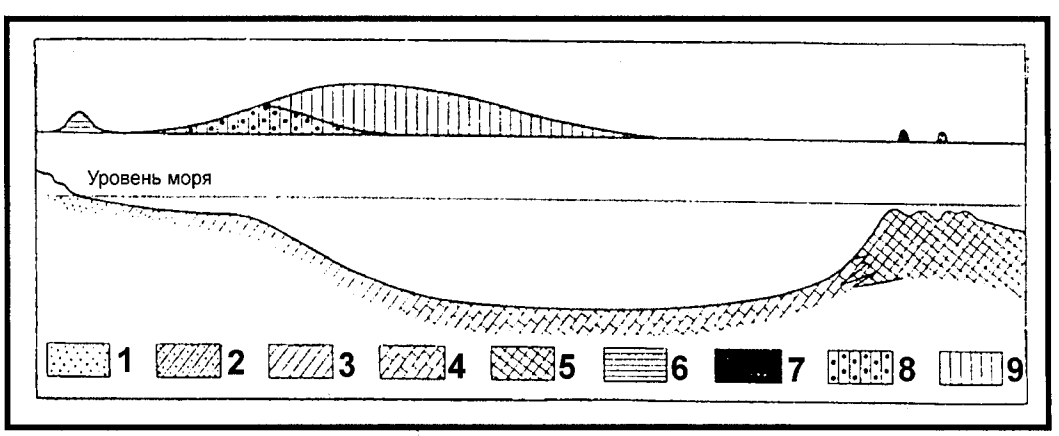


Рис. 2.7. Фациальные типы накопления горючих сланцев в послерифейское время [Страхов, 1962]
1 – пески; 2 – алевриты; 3 – глины; 4 – известняки тонкозернистые, пелагического типа; 5 – известняки рифового типа; 6 – горючие сланцы заливного и предустьевого типов; 7 – горючие сланцы рифового типа; 8 – пелагические бентогенные горючие сланцы; 9 – пелагические планктоногенные горючие сланцы

http://jurassic.ru/

ется увеличение разнообразия биопродуцентов, а с другой – есть основания считать, что во все эпохи сланценакопления от раннего архея до современного этапа существенную роль в образовании сапропелевых "черных сланцев" играли синезеленые водоросли и акритархи [Неручев, Бекетов, 1984]. Важно отметить, что каких-либо изменений в составе ОВ на протяжении фанерозоя не обнаружено, то есть сапропелевое ОВ разных эпох сланценакопления образовано за счет живого вещества – в основном фитопланктона, в меньшей степени зоопланктона. Во время эпох сланценакопления обогащенные ОВ осадки накапливались в разных районах мира в различных климатических и фациальных обстановках – на океанических шельфах и континентальных склонах, в эпиконтинентальных морях, в озерах.

Влияние газового режима водоемов на захоронение ОВ.

При обсуждении причин образования высокоуглеродистых осадков встает вопрос о ведущих факторах седиментационных систем, влиявших на этот процесс. Причем иногда высказываются противоположные точки зрения. Так, согласно одной из них накоплению ОВ способствуют аноксидные обстановки в палеоводоемах, препятствующие окислению ОВ. Другая точка зрения отводит аноксидным обстановкам в водной толще бассейнов второстепенную роль, а основной причиной образования обогащенных ОВ осадков считается высокая биопродуктивность водоема при существовании аноксидных условий только в осадках.

Проблема влияния окислительно-восстановительных условий среды на накопление и захоронение в осадках ОВ начала активно обсуждаться ещё в 20-30-х годах. [Архангельский, 1927]; в этой работе фактор сероводородного заражения вод рассматривался как определяющий для образования обогащенных ОВ толщ. Эта гипотеза была весьма популярна среди многих геологов того времени. В 1937г. была опубликована статья Н.М. Страхова [1937], специально посвященная рассмотрению этого вопроса; в дальнейшем он неоднократно возвращался к этой проблеме [Страхов, 1960, 1961, 1976 б].

Поскольку проблема связи возникновения в бассейнах аноксидных условий и захоронения в осадках ОВ является весьма важной как в теоретическом, так и в практическом отношениях, остановимся на её рассмотрении подробнее.

Для оценки влияния сероводородного заражения вод бассейна на накопление ОВ было выполнено сравнение распределения Сорг в осадках современных водоемов, характеризующихся различным газовым режимом [Страхов, 1961]. В результате было установлено, что процентные содержания Сорг не только в мелководных отложениях кислородной зоны, но и в глинистых осадках сероводородной зоны Черного моря, петрографически аналогичных отложениям нормально аэрируемых водоемов, чрезвычайно близки и практически одни и те же; причем в таких водоемах как Баренцево и Берингово моря содержание Сорг в глинистых отложениях даже выше, чем в аналогичных по гранулометрическому составу и батиметрическому положению осадках Черного моря. Из этого следует, что простое сопоставление содержания в осадках Сорг не указывает на сероводородное заражение вод, как на фактор, заметно влияющий на накопление ОВ в осадках. Эта проблема была рассмотрена с использованием метода абсолютных масс. Сопоставление абсолютных масс Сорг из разных частей Черного моря показало, что максимальные абсолютные массы ОВ приурочены к мелководным областям с кислородосодержащей водой у дна, а минимальные – к зоне сероводородного заражения вод. В тех местах, где течения из мелководной зоны выносят в глубоководную органический детрит, наблюдается существенное повышение абсолютных масс ОВ. По этим и другим наблюдениям можно судить о влиянии на накопление ОВ продуктивности бентоса и планктона, выноса реками органического детрита, скорости седиментации, гидродинамического режима, при том, что заметного положительного влияния сероводородного заражения придонных вод не наблюдается. Исходя из этого был сделан вывод о том, что аномальный газовый режим в водоемах является фактором, который, если и оказывает влияние на консервацию достигшего дна ОВ, то весьма незначительно.

В подтверждение этого вывода Н.М. Страхов приводит ещё один аргумент, а именно результаты сопоставления содержаний Сорг в собственно современных (последние 3 тыс. лет) и древнечерноморских (7-8 – 3 тыс. лет) осадках Черного моря. Как одни, так и другие отложения локализовались в водоеме одинакового размера; в обоих случаях воды бассейна характеризовались сероводородным заражением, вместе с тем, концентрации ОВ в современных и древнечерноморских отложениях сероводородной зоны существенно различны. В современных осадках – известковистых илах содержание Сорг 3,68-4,54 %, в то время как в древнечерноморских черных илах – 8,65-20,32 %. Вполне очевидно, что причиной накопления высоких концентраций ОВ в древнечерноморских отложениях не могло быть сероводородное заражение, поскольку оно присуще также и водам современного Черного моря.

Таким образом, соседство по вертикали двух существенно различных по содержанию Сорг горизонтов отложений в одном бассейне с аномальным газовым режимом свидетельствует о независимости накопления ОВ в илах от сероводородного заражения вод. Действительная причина накопления ОВ в древнечерноморских осадках заключается в резком увеличении в это время биопродуктивности планктона.

Обсуждая причины слабого влияния сероводородного заражения на накопление ОВ в осадках, Н.М. Страхов отмечал следующее. Водная среда в случае, если она кислородсодержащая, обладает незначитель-

http://jurassic.ru/

ным количеством O_2, составляющем около 2-3 % от содержания O_2 в воздухе, что по существу мало отличимо от анаэробных обстановок; кроме того, возобновление утраченного кислорода происходит крайне медленными темпами. "Поэтому переход к настоящей анаэробии с возникновением H_2S вместо O_2 мало что меняет в интенсивности разложения органического вещества, особенно если учесть, что аэробные бактерии просто заменяются таким же количеством анаэробных" [Страхов, 1961, стр. 528].

Рассматривая влияние сероводородного заражения не на количество ОВ, а на его состав, Н.М. Страхов пришел к следующему выводу: сероводородное заражение наддонной воды является фактором, по существу всегда действующим на превращения ОВ в сторону его редуцирования и битумообразования, но сила действия его мала и меньше, чем влияние исходного состава разлагающейся органической массы. В определенной степени незначительность влияния H_2S-заражения на превращения ОВ обусловлена сравнительной кратковременностью его воздействия на ОВ (длительность воздействия слагается из времени падения на дно отмерших организмов и времени нахождения его на поверхности или в верхней тонкой пленке осадка). Таким образом, сероводородное заражение вод, конечно, способствует битумообразованию и возникновению углеводородов, но срок его воздействия столь мал, что конечный эффект весьма незначителен и улавливается только при одинаковом составе исходного ОВ, накапливающегося в кислородной и сероводородной зонах.

Выводы о степени влияния сероводородного заражения наддонных вод на преобразования и захоронение ОВ получены при изучении Черного моря – крупнейшего на Земле водоема с аноксидной обстановкой в водной толще. Мощность сероводородной зоны огромна – достигает почти 2000 м; заражение достаточно устойчиво во времени (на протяжении последних 7-8 тыс. лет). В относительно неглубоких морях континентального блока, где мощность аноксидной зоны вряд ли могла превышать несколько десятков метров, её влияние на ОВ многократно уменьшается и становится по существу неуловимым.

Следует отметить, что в зарубежной литературе попрежнему высказываются различные точки зрения на роль аноксидных условий в накоплении в осадках ОВ и эта проблема продолжает обсуждаться.

Литолого-геохимический подход к проблеме захоронения ОВ может быть дополнен палеонтологическим подходом. Так, Л.Ш. Давиташвили отмечал, что процесс разрушения ОВ является не только бактериальным [Давиташвили, 1971]. В нем, помимо редуцентов, участвуют также организмы – консументы многочисленных групп, в частности многие трупоядные животные, микрофаги и макрофаги – простейшие, аннелиды, морские ежи, морские звезды, голотурии, пластинчатожаберные, брюхоногие, различные ракообразные, рыбы и др. Эти животные активно участвуют в разрушении ОВ ещё до его захоронения в осадках. Процесс поедания и разрушения ОВ, создаваемого автотрофными организмами, начинается ещё в биотопах, где они обитают, и продолжается при опускании мертвых организмов планктона в более глубоких слоях воды. Разрушительная работа гетеротрофных организмов происходит и после захоронения органических остатков и иногда охватывает осадок на значительную глубину. По оценкам Л.Ш. Давиташвили, илоядные черви морского дна в некоторых обстановках могут пропускать через свою пищеварительную трубку слой осадка до 60 см дважды в год. В таких случаях окислительная зона в осадках довольно мощная и ОВ может активно разрушаться.

Сероводородное заражение, конечно, угнетающе воздействует на эти организмы и тем самым способствует сохранению ОВ в осадках. По этому поводу нужно заметить следующее. Действительно, сероводородное заражение может ограничивать деятельность организмов, разрушающих ОВ. Вместе с тем, максимального эффекта разрушительная деятельность бентосных консументов достигает в мелководной зоне бассейнов, где активный гидродинамический режим вод не позволяет развиться сероводородному заражению в сколько-нибудь значительной мере и негативно влиять на деятельность разрушающих ОВ аэробных организмов. Кроме того, пример верхнеюрских горючих сланцев Поволжья свидетельствует о том, что даже интенсивно развитая биотурбация в определенных условиях не оказывает существенного влияния на накопление высокоуглеродистых отложений. Поскольку, как следует из изложенного, накопление повышенных содержаний ОВ в осадках связано прежде всего с биопродуктивностью водоемов, рассмотрим с какими процессами это может быть связано.

Биопродуктивность морей или отдельных их областей в значительной степени обусловлена поступлением в водоем биофильных элементов. Поэтому там, где восходящие течения, турбулентная диффузия, речной сток и др. приводят к поступлению питательных веществ в фотическую зону, численность фитопланктона бывает высокой. Таким образом, гидродинамический режим морей в значительной мере обуславливает поведение биофильных элементов; важную роль в географическом распределении фитопланктона играет также фактор света. В свою очередь от количества фитопланктона зависит и биопродуктивность зоопланктона.

Существуют различные механизмы поставки биофильных элементов в фотическую зону водоемов. Поэтому при реконструкции условий образования обогащенных ОВ толщ в древних бассейнах седиментации следует учитывать широкий спектр факторов для выявления истинных причин накопления углеродистых осадков. Рассмотрим некоторые из этих механизмов.

Одним из хорошо известных таких механизмов, как современных, так и действовавших в геологическом

http://jurassic.ru/

прошлом, является феномен апвеллинга. Существуют различные типы апвеллинга, но во всех случаях его сущность заключается в том, что глубинные холодные воды, насыщенные соединениями биофильных элементов – фосфора, азота, кремнезема поднимаются вверх в фотическую зону. Вследствие этого здесь происходит существенный рост продуктивности фито- и зоопланктона (в десятки раз) [Виноградов, 1978], что при благоприятных условиях фоссилизации отмерших организмов ведет к образованию осадков, обогащенных ОВ. Наиболее известным и эффективным по своему влиянию на накопление обогащенных ОВ осадков является апвеллинг, возникающий под влиянием ветров, которые приводят к образованию сгонных течений от берегов в открытое море. Для компенсации таких течений образуется встречный глубинный восходящий поток воды, который и обуславливает вынос в фотическую зону биофильных элементов. В современную эпоху апвеллинг наиболее активно проявляется у западноафриканского, чилийского, перуанского, сомалийского берегов, морях Индонезийского архипелага, некоторых других районах.

Апвеллинг в открытом океане – на значительном удалении от берегов, возникающий в результате взаимодействия группы процессов, также приводит к повышению биопродуктивности. Однако вследствие того, что в этих районах глубины океана весьма значительны, образующееся ОВ по мере его погружения подвергается разрушению и на обогащение осадков Сорг почти не влияет. Явление апвеллинга возникает также под действием некоторых иных причин, нежели прямое воздействие ветра (волны Кельвина, циклоническая циркуляция и др.). Вопросы, связанные с действием этих процессов, в рамках проблемы накопления в океанских осадках ОВ рассмотрены в работе [Hay, 1995].

Для объяснения происхождения сапропелевых осадков в Черном море (голоценовые древнечерноморские отложения) в работе [Страхов, 1971] предложена модель, которую в определенном смысле также можно рассматривать, как основанную на явлении апвеллинга, но в его специфическом виде. Суть этой модели заключается в том, что около 7 – 8 тыс. лет тому назад в результате прорыва тяжелых соленых средиземноморских вод в относительно распресненный бассейн и растекания их по дну началось оттеснение кверху богатых биофильными элементами собственно черноморских вод. Их подъем в фотическую зону привел к вспышке биопродуктивности планктона и накоплению в течение около 3 – 4 тыс. лет обогащенных ОВ осадков. После того, как запас биофильных элементов был исчерпан, интенсивное цветение фитопланктона закончилось и содержание ОВ в осадках уменьшилось. Подобный механизм в эпиконтинентальных морях геологического прошлого реализовывался, видимо, не часто, т.к. он может успешно развиваться прежде всего в бассейнах котловинного типа. Вместе с тем, возможность его проявления следует учитывать при палеореконструкциях.

В результате изучения древних обогащенных ОВ толщ было установлено, что многие из них формировались на фоне развивавшихся трансгрессий [Hallam, Bradshaw, 1979 и др.]. Учитывая это обстоятельство, была разработана модель накопления осадков, обогащенных ОВ, основанная на механизме поступления в водоем биофильных элементов с прибрежной суши при развитии быстрых эвстатических трансгрессий [Гаврилов, 1994; Гаврилов, Копаевич, 1996, Гаврилов и др. 1997]. В реализации этого механизма (рис. 2.8) важную роль играла не только сама трансгрессия, во время которой накапливались обогащенные ОВ осадки, но и предшествовавший ей регрессивный этап развития водоема, а также характер осадков, образовавшихся до этого, прежде всего в периферийных зонах водоема и в областях внутрибассейновых поднятий. Регрессии приводили к тому, что по периферии относительно неглубоких эпиконтинентальных морей, вокруг архипелагов, на шельфах океанов возникли обширные территории, которые преимущественно представляли собой низинную, выровненную морской эрозией и осадконакоплением местность. Освободившаяся от моря территория была покрыта рыхлыми нелитифицированными отложениями, незадолго до этого бывшими морскими осадками. Возникали специфические прибрежные ландшафты. Нелитифицированные осадки, как правило, восстановленные, содержавшие сульфидные, а в ряде случаев и фосфатные аутигенные минералы, подвергались субаэральному выветриванию. При этом сульфидные минералы окислялись с образованием серной и сульфоновой кислот, которые активно взаимодействовали с вмещающими отложениями, существенно усиливая интенсивность процессов выветривания. На карбонатных отложениях в ряде случаев в условиях гипергенного выветривания (особенно в условиях теплого климата) могли возникать скопления фосфатов.

Другим весьма существенным результатом освобождения от моря территорий было формирование на новообразованных прибрежных равнинах озер и заболачивающихся участков, т. е. озерно-болотных ландшафтов. Данные по современных болотным системам позволяют заключить, что процесс торфообразования создает условия, способствующие геохимической миграции такого важного для биологического цикла элемента, как фосфор; болотный процесс в целом можно рассматривать как один из характерных типов проявления миграции фосфора в зоне гипергенеза [Ковалев, 1985]. Агрессивная среда болотных систем обусловливала переработку поступавшего сюда осадочного материала, а также воздействовала на подстилавшие их отложения. При этом многие терригенные минералы, обычно достаточно устойчивые к выветриванию, в среде торфяников растворялись, обогащая воды многими

http://jurassic.ru/

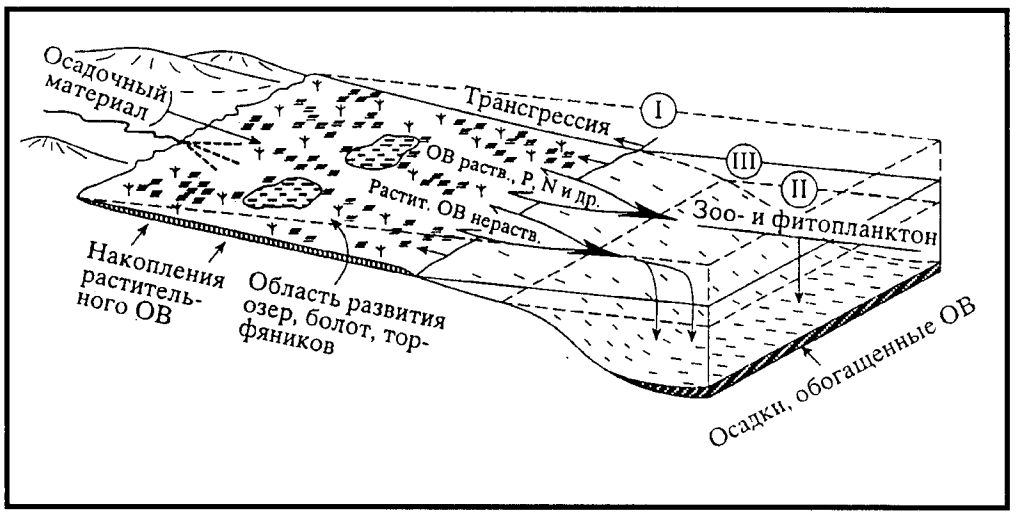


Рис. 2.8. Схема взаимодействия трансгрессирующего моря с прибрежными ландшафтами и образование осадков, обогащенных ОВ [Гаврилов, 1994]

I – III – положение уровня моря: I – до регрессии, II – при максимальном развитии регрессии, III – во время развивающейся трансгрессии

микроэлементами. Важно отметить, что в заболоченных водоемах помимо ОВ в твердой фазе содержится значительное количество растворенных форм, образующихся в результате распада постоянно возобновляемых запасов ОВ. Процесс накопления и перевода части ОВ в растворенное состояние шел постоянно в течение всего времени существования таких ландшафтов. На значительных территориях прибрежно-морских равнин развивался также почвообразовательный процесс. В почвах унаследованно от подстилавших их нелитифицированных или слаболитифицированных отложений происходило накопление разнообразных элементов, в том числе и биофильных.

Таким образом, на низинных прибрежных равнинах, возникших во время регрессии, с большой долей вероятности можно предполагать развитие ландшафтов, где весьма активно протекали разнообразные геохимические преобразования, связанные с элювиальным, почвообразующим, болотным процессами, во время которых накапливались, переходили в подвижное, реакционноспособное состояние разнообразные, и прежде всего биофильные элементы.

Регрессию сменяла быстро развивавшаяся трансгрессия, на фоне которой происходило накопление обогащенных ОВ осадков. Трансгрессировавшее море активно взаимодействовало с прибрежно-морскими ландшафтами. В условиях плоской прибрежной равнины даже относительно небольшой подъем уровня водоема приводил к затоплению значительных территорий. Сконцентрированное в торфяниках и почвах ОВ поступало в море. ОВ в твердой фазе размывалось и переотлагалось в морских илах, внося свою лепту в их обогащение Сорг. Растворенное ОВ, которого в торфяниках было значительное количество, вступало в новый биологический цикл, утилизируясь планктоном и тем самым способствуя увеличению его биопродуктивности. Помимо ОВ из зоны развития прибрежных ландшафтов в водоем поступали биофильные элементы, и прежде всего фосфор. Поступление Р в водоем способствовало резкому всплеску биопродуктивности разнообразного органикостенного фитопланктона, который был, как правило, основным источником ОВ в осадках.

Поскольку эта модель накопления углеродистых осадков связана с быстрыми эвстатическими трансгрессиями, она может объяснять образование обогащенных ОВ древних отложений относительно небольшой мощности (1 – 10 м), но развитых на синхронных уровнях в разных частях Земли (например, нижнетоарские или сеноман-туронские отложения).

Чрезвычайно важную роль в поставке в моря и океаны биофильных элементов играют реки. Области водоемов, располагающихся вблизи устьев рек, обычно характеризуются повышенной биопродуктивностью. Однако в связи с высокими скоростями терригенной седиментации в таких областях при больших значениях абсолютных масс ОВ их процентные содержания бывают относительно невелики (первые проценты Сорг). Но, несмотря на то, что высокоуглеродистые отложения в геологическом прошлом в приустьевых зонах образовывались нечасто, общие большие массы ОВ обуславливали высокий нефте- и газогенерирующий потенциал такого рода отложений.

2.1.5. Реконструкция условий накопления осадков, обогащенных органическим веществом

Реконструкция газового режима в водной толще древних бассейнов осадконакопления весьма важна, так как с газовым режимом связан ряд биотических, лито-

http://jurassic.ru/

лого-минералогиеских и геохимических особенностей осадочных толщ, формировавшихся в оксидных или аноксидных условиях.

Одним из признаков возможного существования в древних бассейнах аномальных бескислородных обстановок является появление в разрезах отложений, обогащенных ОВ. Однако далеко не во всех случаях накопление богатых ОВ осадков сопровождалось возникновением в водоеме аномальных газовых условий. В водах современных морей и океанов бескислородные обстановки (как синонимы можно использовать термины анаэробные или аноксидные) не имеют широкого распространения [Айзатуллин, Скопинцев, 1979]. Вместе с тем, следует учитывать, что осадки, в которых развиты анаэробные обстановки, как в современных, так и в древних бассейнах, широко распространены, о чем свидетельствует присутствие в них аутигенных минералов, образующихся в условиях восстановительного диагенеза (карбонаты Fe, Mn, сульфиды). Формирование анаэробных условий обуславливается скоростью поступления в систему (осадок) кислорода: если скорость потребления кислорода на окисление реакционноспособных компонентов (прежде всего ОВ) выше, чем скорость его поступления, то возникает дефицит кислорода и развиваются аноксидные условия. Чаще всего граница между окислительной (верхней) и восстановительной (нижней) зонами располагается внутри осадка. В илах со значительным содержанием ОВ она почти приближается к границе осадок / наддонная вода. Однако при определенных условиях граница между окислительной и анаэробной зонами может подниматься из осадков в наддонную воду. Масштаб развития аноксидных обстановок в водоемах бывает существенно различным – в одних случаях они охватывают только придонные воды, в других формируют мощную бескислородную зону в водной толще, достигающую многих сотен метров и даже первые километры. Среди современных водоемов с аноксическими обстановками наиболее крупными являются Черное море и впадина Кариако, расположенная на шельфе Венесуеллы (в тектоническом плане – на стыке Южно-Американской и Карибской плит).

Как известно, в морской воде в большом количестве присутствует сульфат-ион. В бескислородных (анаэробных) условиях, т.е. при отсутствии свободного кислорода, происходит восстановление сульфат-ионов сульфатредуцирующими бактериями до сероводорода (H_2S). В восстановленных илах сероводород прежде всего участвует в реакциях образования диагенетических сульфидных минералов. После того, как все реакционноспособное железо бывает израсходовано на образование сульфидов, избыток H_2S диффундирует в наддонную воду [Волков, 1984]. Если водоем характеризуется достаточно активным гидродинамическим режимом, воды аэрируются и кислород быстро окисляет диффундирующий из осадков H_2S с образованием сульфат-иона. Если же в водоеме существует плотностная стратификация, препятствующая перемешиванию вод, то образуется дефицит кислорода, активного окисления H_2S не происходит и начинает развиваться сероводородное заражение. Исследованиями в Черном море установлено, что восстановление сульфат-иона и образование H_2S происходит как в осадках, так и в анаэробной зоне водной толщи; причем в настоящее время в водной толще образуется большая часть сероводорода.

В тех случаях, когда речь идет об аноксидных обстановках применительно к морским бассейнам, нужно иметь в виду, что в них всегда образуется H_2S, а значит такие термины как "бескислородные", "аноксидные", "анаэробные" обстановки и сероводородное заражение вод в общем могут выступать как синонимы. Следует, однако, учитывать, что анаэробные (восстановительные) процессы начинаются в морской воде еще до полного исчезновения O_2 и начала образования H_2S [Айзатуллин, Скопинцев, 1979, Волков,1984].

В современных водоемах, так же как, видимо, и в древних, можно различать бассейны с устойчивой и сравнительно долговременной аноксией и те, в которых сероводородные зоны характеризуются неустойчивостью и недолгим сроком существования. К первым, помимо Черного моря и впадины Кариако, относятся впадина Орко в Мексиканском заливе, некоторые впадины Балтийского моря, ряд фьордов в Норвегии, Британской Колумбии и др. Как правило, возникновению в бассейне устойчивых аноксидных условий благоприятствует плотностная стратификация вод, геоморфологические особенности дна и высокая биологическая продуктивность водоема. Плотностная стратификация в умеренных широтах связана с галоклином (стратификация вод с различной степенью солености) и сильным термоклином в тропических областях. Геоморфологический фактор заключается в наличии впадин или серии поднятий, отгораживающих некоторые участки водоема и препятствующих внешнему водообмену.

Временное (периодическое) сероводородное заражение вод прежде всего возникает в областях развития апвеллингов и связано со вспышками биопродуктивности фитопланктона, приобретающими иногда характер "красных приливов", массовыми заморами рыб. Гниение огромной биомассы приводит к развитию аноксидных обстановок, сопровождающихся сероводородным заражением вод. В районе Юго-Западной Африки наблюдалось образование сероводородной зоны длиной около 300 км и шириной более 50 км. Аноксидные обстановки возникают и в других районах развития апвеллингов, в частности на перуанском и калифорнийском шельфах, ряде других мест. Вместе с тем, эти сероводородные зоны из-за отсутствия благоприятных для их сохранения условий довольно быстро разрушаются.

При анализе древних осадочных бассейнов геологов прежде всего, конечно, интересуют водоемы с ус-

http://jurassic.ru/

тойчивыми долговременными анаэробными обстановками, в которых формировались более или менее мощные толщи осадков. Для выявления аноксидных обстановок в древних водоемах существуют палеонтологические, седиментологические и геохимические критерии.

Палеонтологические и седиментологические критерии основаны на том факте, что в водоемах в условиях глубокой аноксии и сероводородного заражения вод бентосная фауна отсутствует. Причем исчезают как организмы, обитающие на поверхности осадков, так и ихнофауна, т.е. организмы, зарывающиеся в ил. Соответственно, в этих случаях в осадках хорошо сохраняется первичная седиментационная слоистость, которая в условиях нормальной аэрации при активной деятельности илоедов может быть существенно нарушена или даже полностью уничтожена.

Нормально аэрируемые (оксидные) и бескислородные (аноксидные) обстановки в водоемах представляют собой крайние члены некоторого ряда обстановок, различающихся по содержанию в водах кислорода. Данные об условиях обитания разных форм организмов позволяют подразделять древние бассейны по содержанию в их водах кислорода.

К. Кайхо [Kaiho, 1994], используя такие характеристики фораминифер, как их видовой состав в сообществе, толщина и размер раковин, подразделяет водоемы следующим образом: оксидные (oxic) с содержанием кислорода >1,5 мл/л, среди которых в свою очередь выделяются высокооксидные (3,0 – 6,0 мл/л O_2) и низкооксидные (1,5 – 3,0 мл/л O_2); субоксидные (suboxic) – 0,3 – 1,5мл/л O_2, дизоксидные (disoxic) – 0,1 – 0,3мл/л O_2 и аноксидные (anoxic) – 0 – 0,1 мл/л O_2. Ассоциациям фораминифер, обитающим в этих 5-ти обстановках, присущи свои характеристики. Установлено также, что некоторые организмы хорошо переносят или даже тяготеют к обстановкам с дефицитом кислорода (в частности, некоторые бивальвии). Бентосные организмы *Chondrites* обычно обитают в восстановленных осадках, причем не только при нормальной аэрации наддонных вод, но также и в дизоксидных условиях у морского дна [Bromley, 1996]. Местами хондритес обнаруживают сильное тяготение к обогащенным ОВ осадкам.

Помимо палеонтологических методов установления аноксии в древних бассейнах существует ряд ***геохимических*** критериев. Среди них выделяются критерии, основанные на данных неорганической и органической геохимии.

Критерии неорганической геохимии основаны на соотношениях содержаний элементов, которые в условиях развития в водоеме аноксидных обстановок ведут себя по-разному. Прежде всего это касается таких элементов как Mn, Mo, Re, Se, Cu, Zn и некоторых других. В значительной степени информация о поведении газов, составе органического вещества в бассейнах с долговременными аноксидными обстановками основана на данных, полученных в результате исследований в наиболее крупных современных бассейнах с сероводородным заражением вод.

Характерной чертой осадков, образовавшихся в бескислородных обстановках (например, голоценовые илы Черного моря), является, с одной стороны, их обогащённость такими элементами как Mo, Se, Re, As, Cu и некоторыми другими, а с другой – существенно пониженное содержание Mn. Такая картина распределения элементов обусловлена различиями (до противоположного) в их поведении в условиях сероводородного заражения вод. Окисные соединения марганца в бескислородной обстановке восстанавливаются, Mn^{2+} переходит в раствор и осаждения марганца практически не происходит. Если же по тем или иным причинам окисные соединения Mn быстро минуют анаэробную зону в водной толще бассейна и попадают в осадок (например, в результате гравитационных потоков), то восстановление Mn происходит в процессе диагенеза с последующим удалением его из осадка диффузионным путем.

Иначе ведут себя Mo, Se, Re. Д.Ф. Королевым [Королев, 1958] было установлено, что происходит соосаждение Mo с сульфидами. Причем в последующем прямыми наблюдениями было обнаружено образование сульфидов молибдена уже в толще бескислородных вод и их осаждение на дно наряду с другим осадочным материалом. Это явление ведет к значительному обогащению илов сульфидами Mo. Сходным образом ведут себя Se, Re, а также Cu, As и некоторые другие элементы. Следует отметить, что в восстановленных морских илах, в тех случаях, когда сероводород не выходит на поверхность осадков, также происходит накопление этих элементов за счет их диффузии из наддонной воды в илы в результате диагенетических процессов. Однако при этом их содержание заметно ниже, чем в водоемах с сероводородным заражением.

Контрастность поведения указанных элементов в аноксидных обстановках было предложено использовать для установления сероводородного заражения вод древних бассейнов [Емельянов и др., 1982] и выразить в виде коэффициента:

$$\frac{Mo+10Se}{Mn} \cdot 100 \quad \text{или} \quad \frac{Mn+Se+Cu}{Mn} \cdot 100$$

Такой параметр называют *коэффициентом стагнации*. Его применение в таком или в несколько измененном виде для характеристики древних бассейнов дали вполне удовлетворительные результаты [Холодов, Недумов, 1991; Недумов, 1994; Гаврилов и др., 1997]. Значения коэффициента для разных обстановок могут различаться более, чем на порядок, достигая максимальных величин в отложениях, накопившихся в анаэробных условиях, и минимальных в нормально аэрируемых водоемах.

Геохимический, палеонтологический и седиментологический критерии оценки газового режима древних водоемов хорошо согласуются между собой. Так, в

http://jurassic.ru/

позднемайкопском бассейне Предкавказья, который в целом характеризовался анаэробными обстановками, появление отдельных горизонтов со следами активной биотурбации осадков сопровождается резкими изменениями величин коэффициента стагнации – его уменьшением почти на порядок [Недумов, 1994].

Интенсивное развитие в последние 10 лет инструментальных методов изучения геохимических особенностей органического вещества позволило разработать новые подходы к оценке сероводородного заражения вод в древних бассейнах (по крайней мере для кайнозойских). Основаны они на идентификации определенного рода биомаркеров. Так, например, обнаружение в осадках в составе ароматической фракции ОВ серии триметилбензольных соединений рассматривается в настоящее время как свидетельство развития сероводородного заражения водной массы бассейна, поднимающегося вплоть до нижней границы фотического слоя [Summons, Powell, 1986, 1987]. Биопредшественником этих веществ являются компоненты пигментного комплекса водоросли рода *Chlorobium* [Damste et al., 1993, 1995]. Экологической нишей для этих водорослей является нижняя граница фотического слоя водной толщи с сероводородным заражением. Современным аналогом такой обстановки является Черное море, где в составе взвеси и осадков обнаружены характерные биомаркеры *Chlorobium* [Damste et al., 1993, 1995]. Такого типа биомаркеры на территории бывшего СССР были обнаружены в высокоуглеродистых верхнепалеоценовых отложениях [Kodina et al., 1995, Гаврилов и др., 1997]. Можно достаточно уверенно предполагать, что это направление является весьма перспективным и дальнейшие исследования геохимии ОВ позволят разработать дополнительные критерии выявления аэробных и анаэробных обстановок в древних бассейнах осадконакопления.

В заключение следует подчеркнуть, что все перечисленные методы оценки развития сероводородного заражения вод, если их применять по-отдельности, не могут дать однозначной картины геохимических условий; наиболее достоверные реконструкции могут быть получены при комплексном использовании палеонтологических, седиментологических и разных геохимических критериев.

2.2. Особенности седиментации в осадочных бассейнах разного геодинамического типа

2.2.1. Общие факторы, контролирующие накопление осадков

Выполнение ОБ является функцией двух независимых переменных – объёма поступающих осадков (V_s) и величины доступного для их размещения пространства (пространства аккомодации) (V_a). В зависимости от взаимоотношения этих величин погружение ОБ будет компенсированным ($V_s < V_a$) или некомпенсированным ($V_s \geq V_a$). Величина пространства аккомодации, как и особенности накопления осадков, определяются геодинамической природой ОБ (см. главу 1) и историей его погружения. Объём же поступающих осадков зависит от многих (глобальных и региональных) процессов и событий как в прилегающих к ОБ, так и удалённых от него областях.

Образование ОБ, по крайней мере крупных, никогда не происходит одноактно, а складывается из отдельных эпизодов активизации и покоя. Тектонически активные эпизоды в истории развития ОБ выражаются в быстром нарастании объёма новообразующейся структуры, т.е. в увеличении пространства аккомодации (V_a). В силу определённой инертности процессов поставки кластического материала во вновь образующееся пространство, объём поступающих осадков (V_s) оказывается недостаточным, что приводит к недокомпенсации (или неполному выполнению) обломочным материалом растущего бассейна. Такие эпизоды хорошо отражаются в осадочной летописи отложений и могут быть выявлены при анализе сейсмических записей характера отражённых волн (МОВ ОГТ). Периоды быстрого погружения ОБ при неполной компенсации осадками обычно выражены в характерном выклинивании отложений этого этапа кверху в сторону подошвы вышележащих отложений (т.н. кровельном прилегании). Напротив, периоды седиментации на фоне тектонически стабильного этапа развития бассейна выражены в формировании хорошо стратифицированного пакета пластов неизменной мощности.

Общими факторами, определяющими количество как потенциально возможного, так и реально поступающего в бассейн материала, являются скорости эрозии и транспортировки, которые в свою очередь определяются тектоническим положением и строением областей размыва, составом материнских пород, рельефом и динамикой его преобразования, климатом, а также наличием и строением дренажных систем.

Наименьшие скорости накопления осадков характерны для ОБ тектонически пассивных районов, в то время как воздымающиеся области поставляют колоссальный объём обломочного материала в сопряженные с ними бассейны. Например, в настоящее время около 84% эродируемого материала связано с коллизионными поясами.

Однако одного лишь возвышенного положения области размыва недостаточно для продуцирования значительного объёма обломочного материала. Так, несмотря на существенно горный рельеф, дренажный бассейн реки Колумбии на западе США обнаруживает наименьшую (38 м/млн. лет) скорость эрозии по сравнению с главными водосборными бассейнами страны. Для сравнения, скорость эрозии дренажной системы р. Миссисипи составляет 51 м/млн. лет. Причина заключается в различном составе коренных пород. Если река

http://jurassic.ru/

Колумбия преимущественно дренирует территорию с преобладанием вулканических пород (лавовые поля Снейк Ривер, плутонические породы Айдахо и батолиты Каскадии), то Миссисипи эродирует осадочные породы. Таким образом, снос обломочного материала из районов, сложенных устойчивыми к выветриванию магматическими породами, может оказаться причиной недокомпенсации ОБ даже при наличии хорошо развитых дренажных систем. Различная устойчивость к выветриванию и размыву существенно зависит и от физических свойств пород. Например, при одних и тех же условиях гранитные массивы подвергаются эрозии в меньшей степени, чем базальты.

Приведённые данные отражают некоторые черты накопления впервые мобилизованных и переносимых в ОБ осадков (первого цикла седиментации). Однако в заполнении бассейна участвуют и повторно мобилизованные (рециклированные) осадки, переотлагаемые из ранее сформированных осадочных комплексов. Поскольку энергетические затраты на мобилизацию последних оказываются относительно низкими, рециклированные осадки должны играть ведущую роль в выполнении ОБ. Действительно, это подтверждается количественными оценками. На основе анализа объёмов осадочных пород на территории США и в прилегающих акваториях Дж. Гиллули с коллегами пришёл к выводу, что диспропорция между осадками первого цикла седиментации и рециклированными сохранялась на протяжении всего фанерозоя, составляя соответственно не более 10-15% для первых и 85-90% для вторых [Gilluli et al., 1970]. Из сказанного следует интересный с геолого-исторической точки зрения вывод об относительном постоянстве (по крайней мере начиная с фанерозоя) количества обломочного материала, участвующего в геодинамическом балансе масс.

Безусловное влияние на мобилизацию и транспортировку обломочного материала оказывает наличие растительного покрова, который, в свою очередь, определяется географическим положением территории. Данные о современном удельном сносе осадков в различных биоклиматических зонах Северной Америки показывают, что максимальный перенос осадков происходит в областях, где растительный покров отсутствует [Langbein, Schumm, 1958] (рис. 2.9 а). На подобных наблюдениях построена гипотеза о прогрессивном сокращении в геологической истории объёмов переносимых осадков с додевонского (практически без наземной растительности) до настоящего времени более чем в 4 раза [Schumm, 1968] (рис. 2.9 б).

Важнейшим общим фактором транспортировки осадков является строение дренажных систем и их плотность, которые определяют скорость и объёмы поступающего в бассейн обломочного материала. Морфо-

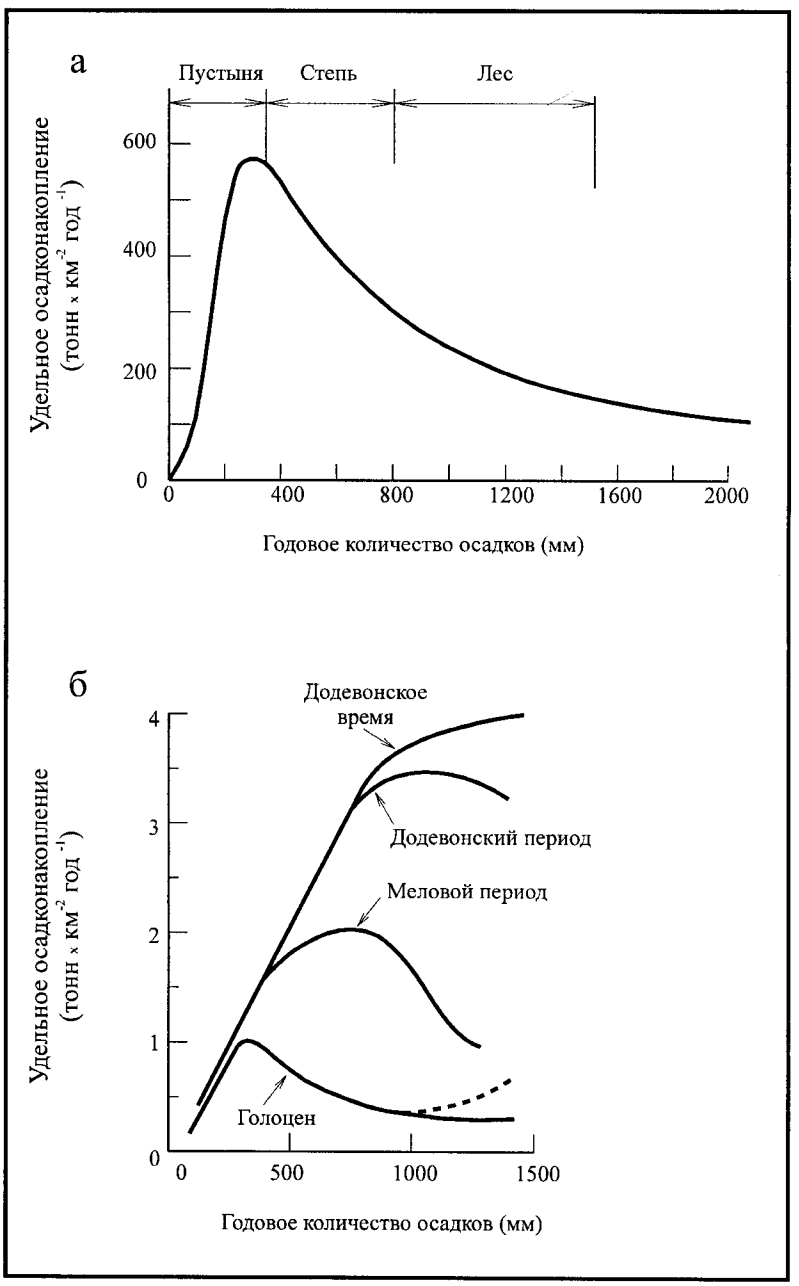


Рис. 2.9. Влияние плотности растительного покрова на мобилизацию и транспортировку обломочного материала. а – современное удельное количество осадков в различных биоклиматических зонах Северной Америки, по [Langbein, Schumm, 1958]; б – предполагаемая зависимость объёма мобилизованного кластического материала от годового количества осадков в различные геологические периоды времени по [Schumm, 1968]

http://jurassic.ru/

логическая эволюция рельефа, определяемая вариациями уровня эрозионно-седиментационного равновесия, отражена в профилях дренажных систем. Если скорость эрозии опережает скорость относительного тектонического воздымания профиль дренажной системы состоит из достаточно протяженных пологих участков с малыми перепадами между ними. Наоборот, в областях с быстрым воздыманием, профиль дренажной системы представлен короткими отрезками, расположенными на разных гипсометрических уровнях.

Размеры водосборного бассейна, т.е. области мобилизации и транспортировки осадков, существенно варьируют в зависимости от размеров дренируемых территорий. В то же время, по крайней мере для горных сооружений, отмечено постоянство отношения длины *l* водосборного бассейна к его ширине *h*. Так, сопоставление параметров водосборных бассейнов в 11 горных поясах показало, что соотношение *l/h* находится в очень узких пределах от 1.91 до 2.23 [Hovius, 1996].

Наибольший привнос осадков в бассейн седиментации, как правило, следует непосредственно за тектоническими реорганизациями и сменой дренажной сети. Молодая дренажная система, заложенная на новообразованном рельефе, обеспечивает интенсивное поступление обломочного материала в ОБ. Однако по мере вырабатывания профиля равновесия осадки накапливаются в пределах самой дренажной системы, не достигая конечного бассейна стока. Тектонические реорганизации приводят к изменению профиля равновесия, усилению эрозии и быстрому смещению рыхлого материала из областей промежуточного захоронения в ОБ. Наглядным примером является импульсный характер поступления осадочного материала с Гималаев в Индийский океан, обусловленный периодическим образованием надвигов в горном сооружении [Schumm, Rea, 1995]. Важным для модельных расчётов и палеогеографических построений следствием является то, что в таких системах скорость реакции осадочного процесса на тектоническое событие оказывается геологически мгновенной.

Характер распределения осадков внутри бассейна во многом зависит от угла вхождения и ориентировки в нём дренажной системы. Обычно область максимальной разгрузки обломочного материала приурочена к устьям временных или постоянных водотоков. Характерно, что даже в типично морских бассейнах наибольшая аккумуляция осадков происходит близ устьевых участков дренажных систем.

Трудно переоценить роль климата при формировании отложений ОБ. Влияние высоких или низких температур может полностью преобразить облик толщи, которая при прочих равных условиях тектонического развития региона была бы неотличима от родственных стратиграфических комплексов. Особенно ярко влияние климата проявляется в областях относительного тектонического покоя, связанных, например, с развитием условно стабильных платформенных областей.

Например, типично платформенные образования олигоцен-миоценовой Нерпичинской и плиоцен-раннеплейстоценовой Канарчакской толщ острова Фаддеевского (Новосибирский архипелаг) накапливались в низовьях рек и прибрежной части эпиконтинентального моря, однако различия в их криогенном строении явно отражают принципиальную разницу палеоклиматических обстановок, сопутствовавших времени их формирования [Чамов, 1990].

Накопление преимущественно песчаных отложений Нерпичинской толщи происходило в условиях аккумулятивной равнины, где существовали континентальные и прибрежно-морские обстановки (рис. 2.10 а). Среди континентальных доминировали аллювиальные, дельтовые и, возможно, болотные условия седиментации. Для прибрежно-морских обстановок наиболее типичными были фации пляжа и приливно-отливных равнин. Мерзлотные образования в этой толще носят исключительно наложенный характер и проявлены главным образом в её массивном промерзании. Влияние арктического климата проявилось после значительной литификации отложений, когда осадки уже потеряли такие свойства грунтов как сжимаемость, пластичность и влажность. Состав палинофлоры из верхней части Нерпичинской толщи свидетельствует о существовании в олигоцен-миоценовое время теплоумеренного климата с достаточно отчётливой сезонной дифференциацией (на территории Новосибирского архипелага в это время предполагается развитие темнохвойной растительной формации).

В плиоцен-раннеплейстоценовое время условия накопления осадков принципиально изменились. Песчано-алеврито-глинистые отложения Канарчакской толщи, связанные преимущественно с верхней частью литоральной зоны, накапливались в пределах глинистой приливно-отливной низменной равнины, образуя фацию ваттов (рис. 2.10 б). Ко времени накопления этих отложений климатические условия на территории архипелага изменились. Глинисто-алевритовые ваттовые осадки Канарчакской толщи формировались под непосредственным влиянием низких температур. Криогенная проработка осадков сопутствовала их накоплению. Характерной особенностью толщи является широкое развитие ископаемых льдов. Лёд обычно содержит включения неправильной формы различных размеров и состава (перемытый торф, илисто-алевритовые массы), но встречаются и прослои (первые метры) очень чистого тонкослоистого льда. Присутствуют псевдоморфозы по морозобойным клиньям, что свидетельствует о поверхностном промерзании осадков. Льдистые текстуры наследовали климатическое воздействие среды, что выражено в сложном сетчато-слоистом ледяном узоре, в частности в широком развитии морозобойных клиньев, полигональных текстур промерзания, появле-

http://jurassic.ru/

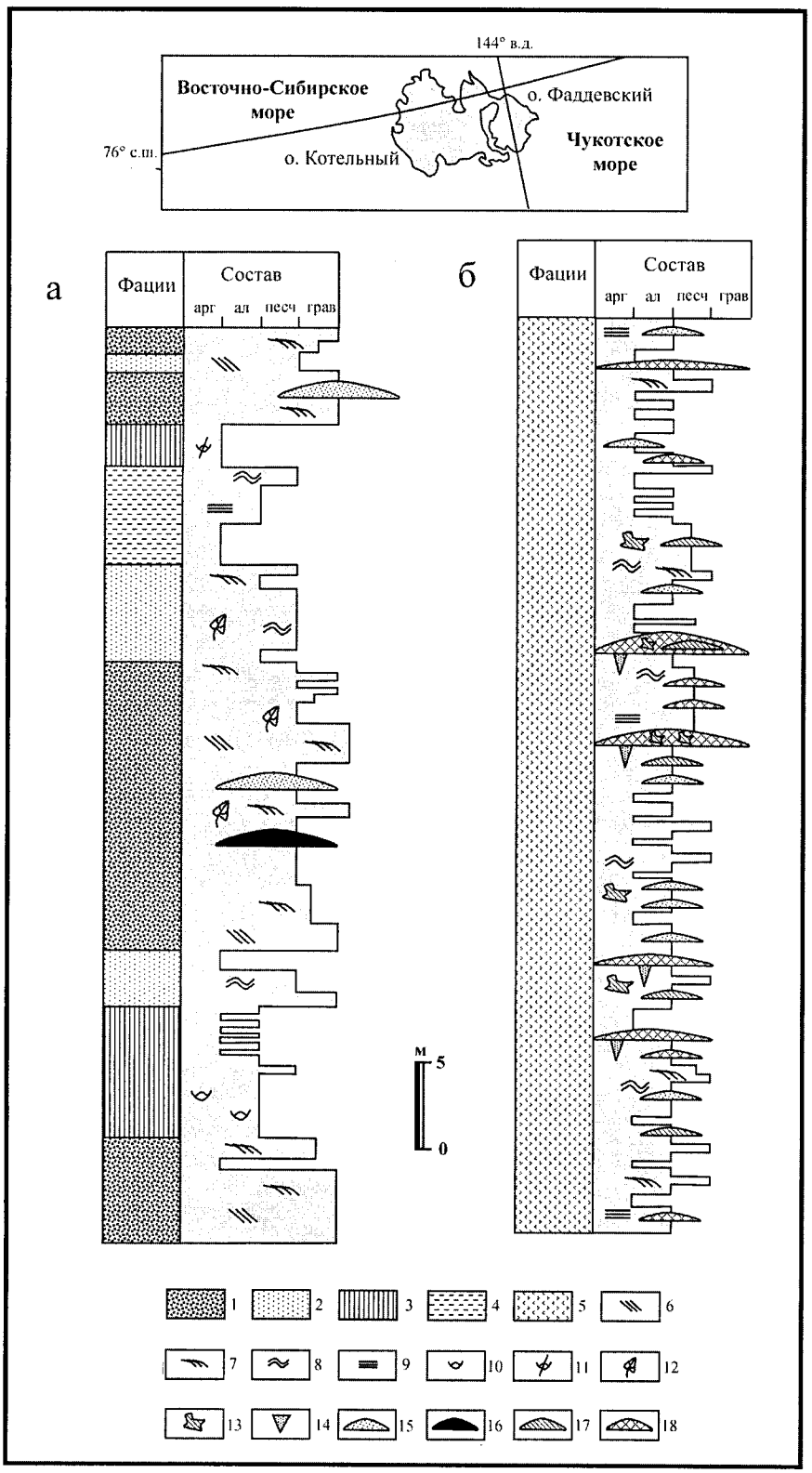


Рис. 2.10. Сводные разрезы олигоценовой-миоценовой Нерпичинской (а) и позднеплиоценовой-раннеплейстоценовой Канарчакской (б) толщ, по [Чамов, 1990]

1-5 – фации: *1* – руслового аллювия, *2* – прирусловой поймы, *3* – внешней поймы, *4* – залива или лагуны, *5* – ваттов; 6-9 – слоистость: *6* – грубая прямолинейная, *7* – косая, *8* – пологоволнистая, *9* – горизонтальная; 10-14 – органические остатки: *10* – целые раковины рода кардиид, *11* – битые раковины, *12* – обрывки широколистной флоры; *13* – включения торфа неправильной формы, *14* – псевдоморфозы по морозобойным клиньям; 15-18 – линзы: *15* – песка, *16* – бурого угля, *17* – торфа, *18* – льда

http://jurassic.ru/

нии характерных текстур арктического литогенеза – аласов, байджерахов, булгунняхов и пр. Изменение климатических условий в сторону похолодания отразилось и на литологических характеристиках осадков. Арктические условия седиментогенеза привели к ухудшению сортировки осадочного материала и накоплению смешанных пелито-алеврито-псаммитовых отложений, появлению в осадках экзотических продуктов ледового разноса. Результаты фациального анализа подтверждаются данными палинологических исследований, согласно которым на территории архипелага в позднем плиоцене – раннем плейстоцене были развиты прагипоарктические ценозы [Зырянов, 1989].

Тектонический режим в ОБ определяет морфологию и кинематику нарушений, величину местных перепадов высот и морфологию рельефа. В последующих разделах при описании ОБ двух основных групп (растяжения и изгиба) будет показана генетическая зависимость строения осадочных комплексов от структурного стиля бассейна. При этом физические основы механизмов и модели формирования ОБ в данной главе почти не рассматриваются. В главе 6 им посвящен специальный раздел "Обзор геотектонических моделей погружения осадочных бассейнов"

Рассмотренные выше факторы, проявляясь в разных сочетаниях по отношению к конкретному ОБ, определяют присущие ему, строго говоря, неповторимо индивидуальные черты. В то же время, эти факторы являются общими для всех без исключения бассейнов и должны учитываться при их изучении и систематике. В последующих разделах показана относительная роль этих факторов в формировании осадочных бассейнов разной природы.

2.2.2. Осадочные бассейны растяжения

2.2.2.1. Механизмы образования и строение

К данному классу структур относятся ОБ, образованные в результате разрыва литосферы (или её части) и расхождения некогда смежных геологических блоков (рифты, авлакогены, элементы пассивных окраин континентов, задуговые бассейны активных окраин и др.). Растяжение земной коры может быть обусловлено как термодинамической активностью подкорового субстрата так и кинематическими движениями внутри и на границах литосферных плит.

Величина, форма и скорость роста пространства аккомодации, а также расположение фаций внутри бассейна полностью определяются характером тектонических (разрывных) нарушений, которые всегда сопутствуют заложению и развитию систем растяжения.

Основным первичным элементом ОБ растяжения является полуграбен – резко асимметричная структура, ограниченная крупным (пограничным) сбросом со стороны лежачего блока и серией более мелких сбросов с относительно небольшими амплитудами смещения со стороны сброшенного блока (рис. 2.11 а). Ширина полуграбенов сильно варьирует. Например, в северной Эфиопии в строении рифтовой системы участвуют полуграбены шириной от 30 до 120 км. Во многих системах растяжения широко представлены узкие (около 10 км) полуграбены. Положение полуграбена как начальной и часто ведущей структуры на пути развития систем растяжения предопределяет асимметричность в строении большинства ОБ и составляющих их сегментов [Rosendahl, 1987; Chorowicz, 1989].

Величина вертикального перемещения по сбросу существенно меняется вдоль простирания сместителя, достигая максимума в центре сброшенного сегмента (рис. 2.11 б). Амплитуда смещения сокращается как к каждому краю сброса, так и перпендикулярно сбросу, – как в висячем, так и в лежачем блоках [Gibson et al., 1989; Peacock, Sanderson, 1991]. Независимо от типа пограничного сброса и амплитуды смещения по нему, нарушение сплошности участков коры или литосферы в целом приводит к снятию части статической нагрузки с лежачего блока. Упруго-изостатическая реакция на это событие выражается в некотором изгибании кверху (upwarping) лежачего блока, что на фоне прогрессивного погружения сброшенного блока приводит к дополнительному увеличению амплитуды смещения (см. рис. 2.11 а). Это явление существенно влияет на организацию пространства аккомодации в растущих ОБ растяжения и ориентировку дренажных систем (см. раздел 2.2.2.2).

Существуют три принципиальных стиля смещения горных пород [Vening Meinesz, 1950; Anderson, 1971; Wernicke, Burchfield, 1982; Park, 1988 и др.]:

1) по плоским поверхностям без вращения блоков (простые сбросы);

2) по плоским поверхностям с вращением блоков (сбросы типа "домино");

3) по изогнутым поверхностям (листрические сбросы).

Сбросы без вращения представляют собой наиболее простые типы нарушений, приводящих к образованию таких структурных форм, как горсты и грабены. Наиболее вероятной причиной образования таких нарушений являются блоковые движения фундамента. Как правило, эти движения сопровождаются синтетическим растяжением, при котором поверхность сброшенных блоков горизонтальна или наклонена в ту же сторону, что и поверхность сброса. На рис. 2.11 в показан ряд параметров, характеризующих структуру бассейна и позволяющих оценить степень его растяжения.

Величину интенсивности растяжения (коэффициент или фактор растяжения) β для данного типа нарушений можно определить как:

$$\beta = L/L_o, \qquad (1)$$

где:

L – наблюдаемая ширина бассейна;

L_o – начальная ширина бассейна.

http://jurassic.ru/

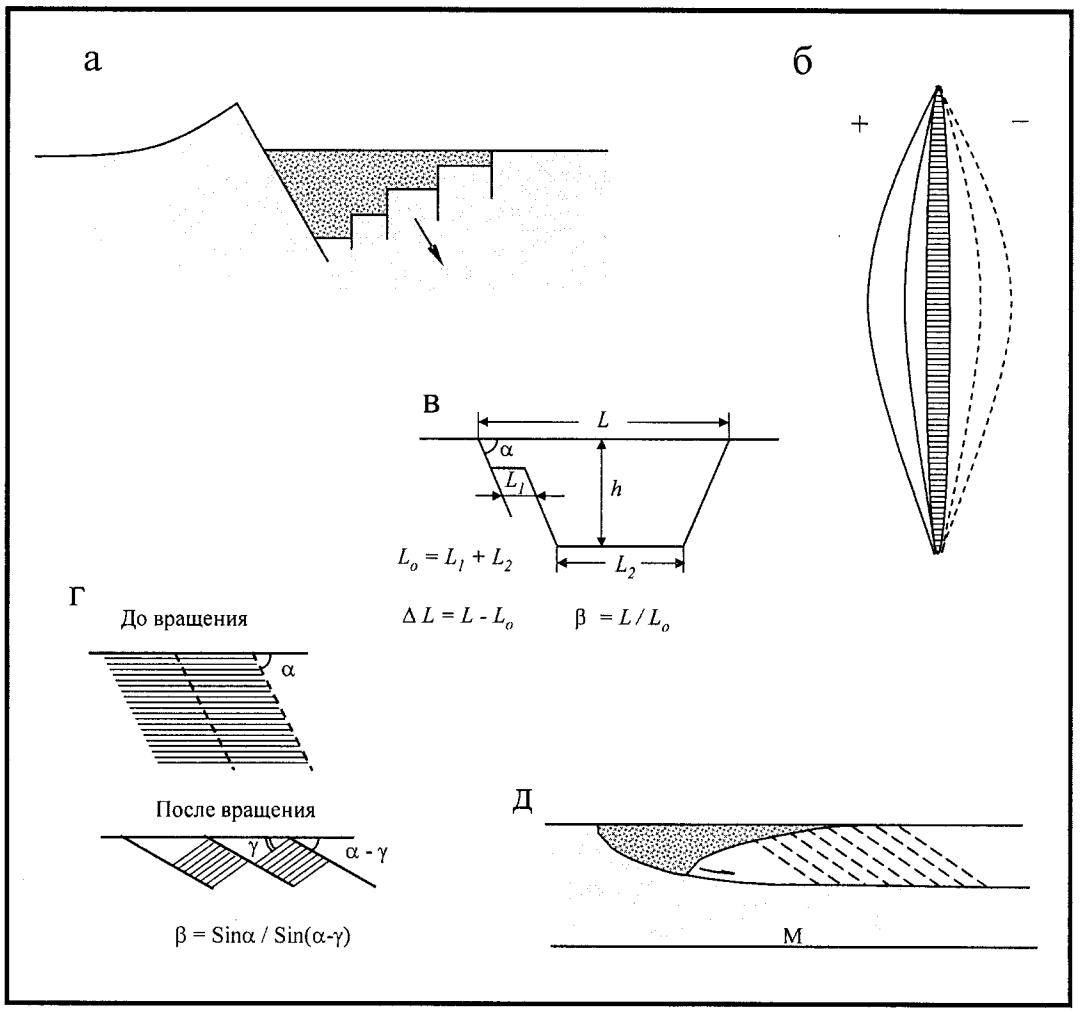


Рис. 2.11. Основные нарушения в бассейнах растяжения

а – характерный разрез полуграбена; б – модель плоского сброса в плане, по [Schlishe, 1991]; в – бассейн, образованный смещением блоков без вращения; г – схема запрокидывания блоков; д – схема листрического сброса на ранней стадии растяжения; пунктиром показаны ослабленные зоны в сброшенном блоке

Интенсивность растяжения в прогибах с синтетическим типом смещения относительно невелика, поскольку каждый сброс погружает фундамент глубже в сторону к оси прогиба. Плоские сбросы имеют, как правило, крутые углы наклона, что сокращает возможную величину растяжения. Глубина погружения блоков ограничена рядом физический условий. Е.В. Артюшков [1993] показал, что в прогибах, где имеет место растяжение синтетического типа, сумма смещений вдоль сбросов с каждой стороны прогиба не может превышать его глубину. Этим определяется величина максимально возможного растяжения в таких прогибах. Наклон поверхности блока к оси прогиба также сокращает величину растяжения. В результате, многие прогибы не достигают максимально возможной для данного типа нарушений ширины.

Нарушения типа "домино" характерны тем, что в ходе смещения, как поверхности сбросов, так и отсекаемые ими блоки, вращаются (заваливаются подобно поставленным вертикально в ряд фишкам домино) по отношению к горизонту. Поверхности сброшенных блоков наклонены от осевой части ОБ антитетически и, соответственно, имеют падение, противоположное падению сместителя (рис. 2.11 г). Этот тип образования сбросов был в 1910 г. впервые описан Б. Эммондом при изучении Провинции Бассейнов и Хребтов. Более поздние исследования показали, что запрокидывание сброшенных блоков является неотъемлемой чертой областей интенсивного растяжения, где основными нарушениями являются не планарные, а листрические сбросы. Безусловно, модель "домино", является упрощением реальной геологической картины. Однако модель наглядна и удобна для количественных оценок величины растяжения ОБ. Так, предполагается, что угол наклона поверхности сброшенного блока связан с коэффициентом растяжения β как [Артюшков, 1993]:

$$\beta = Sin\,\alpha / Sin\,(\alpha - \gamma)\,, \qquad (2)$$

где:

α – начальный угол падения сместителя;

γ – угол падения поверхности сброшенного блока

http://jurassic.ru/

Из (2) ясно, что величина растяжения определяется исключительно вращением блоков. Величина растяжения является кумулятивным параметром, поскольку каждый новый сброс вносит в него дополнительный вклад. Суммирование смещений приводит к тому, что за счёт растяжения антитетического типа могут образоваться ОБ любой ширины, которая, как правило, во много раз превышает глубину бассейна. Такая ситуация вообще встречается часто, в частности, она свойственна ОБ областей экстремального растяжения.

Величина поворота блока не безгранична. По мере увеличения растяжения углы падения сместителей уменьшаются, что приводит в определенный момент к невозможности дальнейшего смещения блоков по этим пологим поверхностям. Если процесс растяжения продолжается, то новое поколение сбросов пересекает уже запрокинутые и потерявшие способность вращаться блоки. Многоэтапная генерация сбросов выявлена во многих долгоживущих бассейнах растяжения.

Листрические сбросы представляют собой дугообразно выгнутые разрывные нарушения, в которых изначально крутой угол падения сместителя уменьшается с глубиной вплоть до полного выполаживания близ границы зон хрупких и пластических деформаций [Dahlstrom, 1970; Gibbs, 1984; Boyer, Elliot, 1982; Ellis, McClay, 1988; Brun et al., 1994]. Листрические сбросы обуславливают возможность вращения сброшенного блока одновременно с его смещением по изогнутой плоскости сброса (рис. 2.11 д). Вероятно, что нарушения типа "домино" (по крайней мере часть из них) приурочены к верхним крутопадающим частям листрических сбросов и имеют с последними постепенные переходы на глубине. Выполаживание листрического сброса происходит до тех пор, пока он не соединится с поверхностью глубинного срыва – детачмента. Это явление широко распространено в областях интенсивного растяжения и обусловлено возможностью трансформации вектора напряжения внутри реологически расслоенной коры.

Смещение по листрической поверхности сопровождается появлением в сброшенном крыле вторичных син- и антитетических сбросов, возникающих за счет напряжений в смещаемом блоке.

В крупных системах растяжения могут присутствовать все типы рассмотренных выше нарушений. Одним из классических примеров сложной структуры, где сосуществуют нарушения различных типов, является система растяжения Викинг в Норвежском море, структурный стиль которой наиболее вероятно сформировался в результате крупносмаштабного проявления простого сдвига. Сейсмические профили через грабен показывают соседство листрических и планарных сбросов и связанных с ними, соответственно, запрокинутых и смещённых без вращения блоков.

Сдвиговая компонента является неотъемлемым элементом развития ОБ растяжения [Леонов, 2000; 2001] (см. также главу 1). В зависимости от доминирующего геодинамического режима и реологических свойств коры в области растяжения сдвиг может проявляться поразному. Разработаны два главных сценария реализации растяжения – модели чистого и простого сдвига.

При чистом сдвиге (pure shear) расхождение некогда смежных блоков в стороны от первичной зоны разрыва не сопровождается их значительными перемещениями друг относительно друга по простиранию сместителя (рис. 2.12 а). Модель была предложена Д. Маккензи для описания структур растяжения, связанных с динамической активностью мантии, часто называемой "активным рифтогенезом" [McKenzie, 1978]. Позднее модель усложнилась, поскольку появились аргументы в пользу вторичности подъёма мантийного диапира по отношению к растяжению. Однако, независимо от очерёдности проявления внутри- и подлитосферных процессов, этот механизм имеет ряд характерных и хорошо распознаваемых признаков в строении ОБ растяжения. Реализации этого механизма сопутствуют подъём поверхности Мохоровичича под осевой зоной системы растяжения, утонение консолидированной коры, плутоническая и вулканическая активность, высокий тепловой поток и гидротермальная деятельность.

При простом сдвиге (simple shear) ведущую роль играет смещение морфоструктурных элементов друг относительно друга по простиранию сместителя (рис. 2.12 б). Впервые модель этого механизма была предложена Б. Вернике [Wernicke, 1981] для описания области экстремального растяжения – Провинции Бассейнов и Хребтов в США. Реализация механизма простого сдвига обусловлена возможностью трансформации вектора напряжений внутри реологически расслоенной коры. Вырождение листрических сбросов вдоль некоторой внутрикоровой поверхности срыва позволяет формировать значительной ширины ОБ без существенного утонения коры под ними. Поверхность Мохоровичича в этом случае остается ровной непосредственно под ОБ растяжения, однако при крупномасштабном процессе может быть приподнята вблизи проникновения глубинного срыва на подлитосферный уровень. В частности, такая картина характерна для упомянутой выше крупномасштабной системы растяжения Викинг. Подробно процессы, связанные с крупномасштабным проявлением простого сдвига и формированием комплексов метаморфических ядер, рассмотрены в разделе 2.2.4.2

Рассмотренные модели, по всей видимости, характеризуют крайние элементы сложного природного ряда структур растяжения. В то же время они достаточно хорошо согласуются с геологическими данными и позволяют по структурно-вещественным признакам сформированных ОБ судить о реализации конкретного механизма растяжения. Ниже рассмотрены примеры ОБ, формирование которых было связано с преимущественными раздвиговыми и сдвиговыми процессами.

http://jurassic.ru/

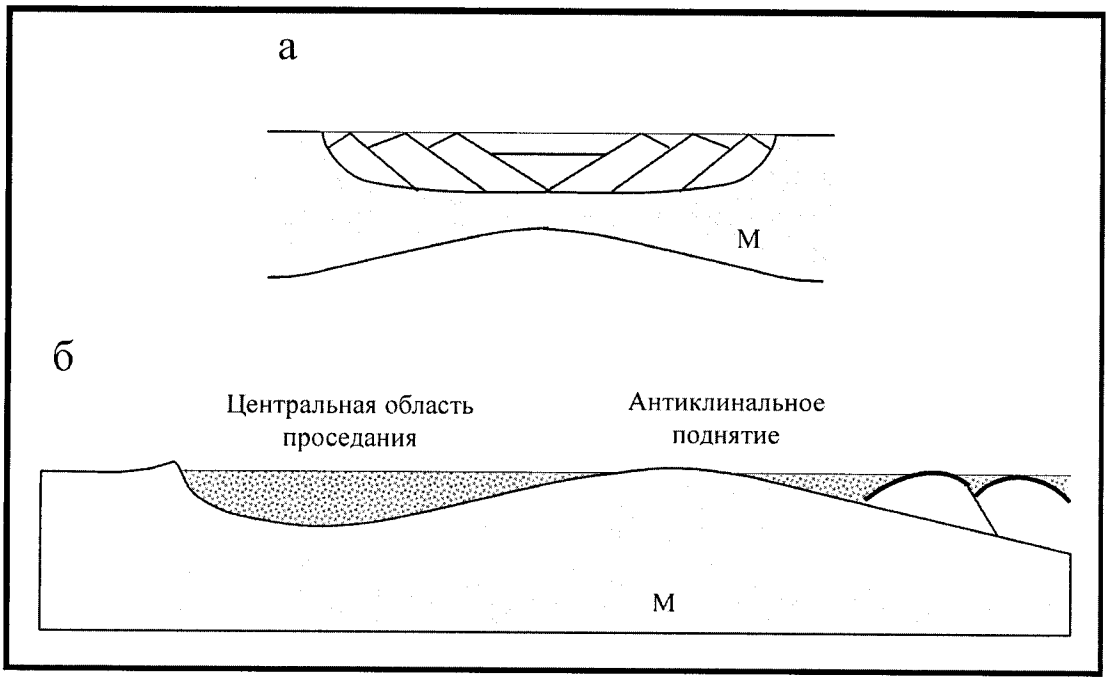


Рис. 2.12. Модели образования ОБ: а – раздвига (pure shear), по [McKenzie, 1978]; б – сдвига (simple shear), по [Wernicke, 1981]

Осадочные бассейны раздвига.

Главной и принципиальной чертой структур растяжения, связанных с преимущественным раздвигом (spreading) литосферы, является тенденция к образованию новой коры в области наибольшего растяжения. Яркими представителями таких структур являются срединно-океанические протяжённые симметрично построенные системы растяжения. Именно в этих структурах наиболее отчётливо проявлены характерные для механизма чистого сдвига процессы, связанные с новообразованием океанической коры в осевых частях спрединговых зон, вулканизмом и гидротермальной активностью.

В меньшем масштабе, но принципиально сходно в геодинамическом плане, с раздвиговыми (спрединговыми) процессами связана большая часть окраинных бассейнов на активных окраинах континентов (см. главу 1). Под окраинным бассейном понимают достаточно широкий спектр объектов, например, полузамкнутые котловины, лежащие между краями континентов и системами островных дуг (тыловые или задуговые бассейны - backarc basins), или любые малые площади океанической литосферы, расположенные между островными дугами (меж- и внутридуговые прогибы) или континентальными фрагментами [Karig, 1971]. Строго говоря, окраинные бассейны могут быть связаны как с областями растяжения литосферы, так и со стабильными областями, образованными как, например, Берингово море путём отгораживания древней океанической коры новообразованной островной дугой. В данном разделе рассматриваются окраинные бассейны, образованные за счёт преимущественного растяжения земной коры (рифтогенные или спрединговые окраинные бассейны). Эти бассейны, как правило, закладываются на земной коре, близкой по мощности к континентальной, но по скорости прохождения сейсмических волн сходной с океанической корой (например, рифтогенные ОБ за дугами Марианская и Тонга). Окраинные бассейны, широко развитые вдоль западного обрамления Тихого океана, входят в состав геодинамической системы: жёлоб – островная дуга – окраинный (задуговой) бассейн.

Отнесение срединно-океанических спрединговых систем и окраинных морей к областям преимущественного раздвига вовсе не исключает проявления в них сдвиговых процессов. Напротив, сдвиговые деформации всегда присутствуют в этих структурах и возможно связаны с направлением взаимодействия литосферных плит. Так, появление рифтогенного окраинного бассейна связано с возникновением растягивающих напряжений на континентальной литосфере в результате субдукции океанической плиты. Субдукция всегда происходит под некоторым углом к континенту и вектор движения плиты раскладывается на собственно субдукционную и сдвиговую составляющие. Понятно, что это влияет и на характер спрединга в окраиннном бассейне.

Развитие рифтогенных окраинных бассейнов во многом подобно срединно-океаническим хребтам: в них также отмечаются повышенный тепловой поток, новообразование океанической коры и симметричное расхождение коровых блоков, устанавливаемое по полосовым магнитным аномалиям. По мере разрастания окраинного бассейна фланги осевого поднятия погру-

http://jurassic.ru/

жаются, подобно погружению новообразованной океанической коры в срединно-океанических хребтах.

Современный уровень знаний позволяет говорить о циклическом характере описываемого процесса. Новый цикл образования бассейна начинается в тот момент, когда в достаточно зрелом рифтогенном бассейне прекращается растяжение, а в вулканической островной дуге происходит расщепление (интрадуговой рифтогенез) вдоль ослабленных зон (таких, как магмовыводящие каналы и зоны интрузивной поставки магматического материала) и вдоль крутопадающих активных сбросов возникают рифтовые зоны.

Растяжение коры в окраинных бассейнах сопровождается излияниями базальтов, сходных по петрохимическим характеристикам с базальтами срединно-океанических хребтов. Например, в аккреционной структуре Говенско-Карагинского блока присутствуют позднеэоценовые толеитовые базальты нормального срединно-океанического типа (N-MORB) [Kravchenko et al., 1990]. Характер разреза свидетельствует, что эти базальты изливались на горизонтально-стратифицированные осадки чехла океанической плиты. Осадочные породы представлены вулканомиктовыми граувакками, накопленными в дистальных частях подводных конусов выноса. Петрохимические свойства базальтов позволяют связать их появление с процессами рифтогенеза в окраинном бассейне, расположенном в тылу Алеутской вулканической дуги. Сильный анортозитовый тренд в петрохимическом составе толеитов свидетельствует об относительно небольшой амплитуде или скорости растяжения. Спрединг, проявленный как реакция на субдукцию Тихоокеанской плиты, привел к появлению крупного окраинного бассейна – Командорской котловины Берингова моря.

Поскольку в ходе субдукции часть осадков уводится на глубину, мантия под литосферой рифтогенного окраинного бассейна обогащается элементами с крупными ионными радиусами (КИР): Rb, Ba, K, Th, Sr, La, Ce. В работе [Сондерс, Тарни, 1987] показано, что в зависимости от типа окраинного бассейна меняется соотношение элементов с КИР и высокозарядными ионами (ВЗИ): Nb, Tb, Nd, P, Hf, Zr, Eu, Ti, Y, Yb. Так, для базальтов, связанных со зрелыми системами зон субдукции, характерно высокое отношение КИР/ВЗИ. Напротив, низкое значение этого отношения отмечается в базальтах, связанных с молодыми системами субдукции. Использование этого отношения особенно эффективно при анализе шошонитовых серий и позволяет судить как о типе мантийного источника, так и о преимущественной локализации области излияния базальтов.

Индикатором локального растяжения в пределах островной дуги являются так называемые рифтогенные высокотитанистые шошониты, связанные с деятельностью внутриплитного диапира [Кепежинскас и др. 1998; Кепежинскас, 1990]. Для них характерны низкие отношения La/Sm, свойственные дериватам внутриплитного источника, и низкие значения отношения КИР/ВЗЭ. Эти базальты приурочены к грабенообразным структурам, связанным с интрадуговым рифтогенезом, не являются показателем зрелости островной дуги и могут быть образованы в любой части вулканической гряды.

Субдукционные низкотитанистые шошониты с высоким значением отношения КИР/ВЗЭ, напротив, тяготеют к тыловым зоным островных дуг, где генерируются высококалиевые магмы, связанные с развитием островодужной системы. Образование низкотитанистых шошонитов связывается с плавлением обогащенной мантии над зоной субдукции. Они маркируют нормальный островодужный режим и являются индикаторами эволюционной зрелости островной дуги.

Осадочные бассейны сдвига.

Часто под сдвигом понимают разрыв с вертикальным или наклонным сместителем, по простиранию которого морфоструктурные элементы или породные комплексы смещены друг относительно друга. Такой подход удобен для описания конкретного нарушения, но отражает лишь часть сложной картины, поскольку не рассматривает другие элементы трёхмерной системы сдвиговых нарушений. В общем случае горизонтальное перемещение масс горных пород представляет собой движение трёхмерного объёма (тела) с сопутствующими деформациями как внутри него, так и в его непосредственном обрамлении.

Как уже говорилось выше, сдвиговые процессы реализуются практически во всех геодинамических обстановках и независимо от типа коры. Однако масштабы их проявления значительно варьируют: нарушения могут проникать на огромные глубины, образуя зоны раздела литосферных плит, но могут и вырождаться внутри коры, формируя участки внутриплитных дислокаций.

Рассматривая важнейшие сдвиги Казахстана и Средней Азии по глубине проникновения в литосферу, ширине сдвиговой зоны и морфологии сместителя, А.И. Суворов выделил три принципиальные группы сдвигов: глубинные, средних глубин и зоны сдвиговых напряжений [Суворов, 1963].

Глубинные сдвиги имеют прямолинейный шовный характер сместителя, протягивающегося на сотни км. Амплитуда смещения по сдвигу очень велика и составляет многие десятки км. Структуры второго порядка обнаруживают перистое расположение, причём преобладают структуры растяжения. Вдоль линии разлома формируются узкие вытянутые депрессии, разделённые локальными поднятиями. Эффузивный и интрузивный магматизм от основного и ультраосновного до кислого состава проявляется вдоль главного и оперяющих разломов. Наиболее ярким современным представителем этой группы является разлом Сан-Андреас на западе североамериканского континента, который прослеживается на расстояние более 800 км и имеет амплитуду

http://jurassic.ru/

смещения со времени верхнего эоцена около 370 км [Hill, Dibblee, 1953]. Из древних сдвигов к этой группе относятся Таласо-Ферганский, Чингизский, Джалаир-Найманский [Суворов, 1963; Буртман, 1963].

Сдвиги средних глубин выражаются в виде широкой (10-20 км) протяжённой зоны разломов. Внутренние разрывные и сдвигово-складчатые структуры имеют кулисное и клиновидно-веерное расположение. Амплитуда смещения по сдвигу не превышает 15-20 км. Характерны дифференцированные по знаку и скорости движения отдельных блоков. К зоне могут быть приурочены вулканические аппараты; характерны небольшие изометричные по форме интрузии. К этой группе относятся Актасский, Южномургабский и Кумбельский сдвиги [Суворов, 1963].

Зоны сдвиговых напряжений, достигающие 50 км в ширину, образуются при косом торцовом сочленении структур двух разных направлений, в том числе преимущественно вертикальных разломов. Для них характерны следующие особенности: широкое развитие грабен-синклиналей и горст-антиклиналей; ослабленный, неповсеместный магматизм; приуроченность кислых интрузий или покровных эффузий к отдельным вертикальным трещинам. Сюда относятся Талды-Курганская, Каиндинская, Джизакская зоны [Суворов, 1963].

Позднее, А. Сильвестер предложил выделять подсемейства межплитных, коренящихся в мантии нарушений, разделяющих крупные литосферные блоки, и внутриплитных, не выходящих за пределы коры сдвиговых нарушений [Sylvester, 1988]. К первой группе относятся: 1) поперечные нарушения СОХ (разломная зона Романш в Атлантике); 2) зоны относительного смещения плит (разлом Сан-Андреас в Калифорнии и Альпийский сдвиг в Новой Зеландии); 3) зоны смещения, связанные с косой субдукцией океанической коры (разлом Атакама в Чили или Центральная Тектоническая Линия в Японии). Ко второй группе относятся: 1) "зубцово-сочленённые" сдвиги на замыкании палеобассейнов, разделяющие континентальные блоки в зонах коллизии (Северо-Анатолийская зона в Турции, Алтынтаг и Куньлунь в Китае); 2) внутриконтинентальные сдвиги, не связанные с замыканием палеобассейнов, а разделяющие тектонически различные блоки регионального масштаба (разлом Гарлок в Калифорнии); 3) разрывы с зияниями, связанные с дифференциальными напряжениями внутри и на флангах смещаемых (вращаемых) блоков (складчато-надвиговый пояс Эйшиак в Канаде, структуры Алмацик связанные с Северо-Анатолийским сдвигом в Турции); 4) поперечные нарушения в сдвиговых и рифтовых поясах (восточно-синайская зона в Израиле).

Наличие нескольких уровней внутриплитной тектоники и возможность вырождения сдвиговых нарушений на глубине приводят к появлению ОБ со срывом в основании или сорванных бассейнов растяжения. Такие бассейны могут формироваться независимо от доминирующего регионального тектонического режима. Например, в Венском ромбовидном сдвиговом бассейне, нарушения в котором вырождаются на глубине до 10 км, в течение миоцена было накоплено 6 км осадков в регионе преимущественного сокращения литосферы с формированием Карпатского покровно-надвигового пояса [Royden, 1985].

Горизонтальное движение трёхмерного тела приводит к концентрации напряжений в его фронтальной части, где как следствие компенсационных деформаций появляются надвиги и покровы. Прекрасным примером является сдвиговая система гор Брента в Ломбардских Альпах Италии. Система расположена к востоку от крупного левостороннего сдвига (линии Юдикария), отделяющего Ломбардские Альпы от корней Пеннинских покровов. Структура гор Брента определяется системой левосторонних эшелонированных сдвигов, движение по которым приводит к образованию сложных покровно-складчатых структур во фронте смещаемых блоков (рис. 2.13).

Надвиги могут развиваться не только во фронтальных частях, но и внутри смещаемого массива горных пород. Например, на Юго-Восточном Памире продольное сжатие Истык-Карасуйского блока Аксу-Мургабской зоны в связи с его перемещением вдоль Истыкского сдвига привело к возникновению серии надвигов, пересекающих блок в субширотном направлении от ограничивающих сдвигов – Карасуйского на западе и Истыкского на востоке (рис. 2.14). Надвиги разбивают Истык-Карасуйский блок на многочисленные узкие (10-15 км) и длинные (многие десятки км) тектонические чешуи, что приводит к сокращению на 10-11 км амплитуды Истыкского сдвига [Руженцев, 1963].

Сочетание сжатия и растяжения представляется важнейшей чертой сдвиговых процессов. Особенно наглядно трансформация характера напряжений проявлена вдоль простирания вертикальных разломов, обрамляющих смещаемый блок с бортов. Это связано либо с вырождение разлома, либо с изгибом сместителя. На отдельных участках, где сместитель отклоняется от основного направления, возникает сжатие или растяжение [Буртман и др., 1963]. При правом сдвиге отклонение сместителя вправо вызывает появление структур растяжения, влево – сжатия. При левом сдвиге имеют место обратные соотношения. При продолжительном горизонтальном смещении отдельные сдвиги могут подстраивать друг друга, образуя эшелонированные сдвиговые зоны. Внутри таких зон при правостороннем смещении отдельные сдвиги разделены структурами сжатия, если каждый последующий сдвиг расположен слева от предыдущего или структурами растяжения, если каждый последующий сдвиг закладывается справа от более раннего.

В современной литературе сдвиги принято называть в соответствии с доминирующим режимом их образования. Так, при ведущей роли сжатия (transpression)

http://jurassic.ru/

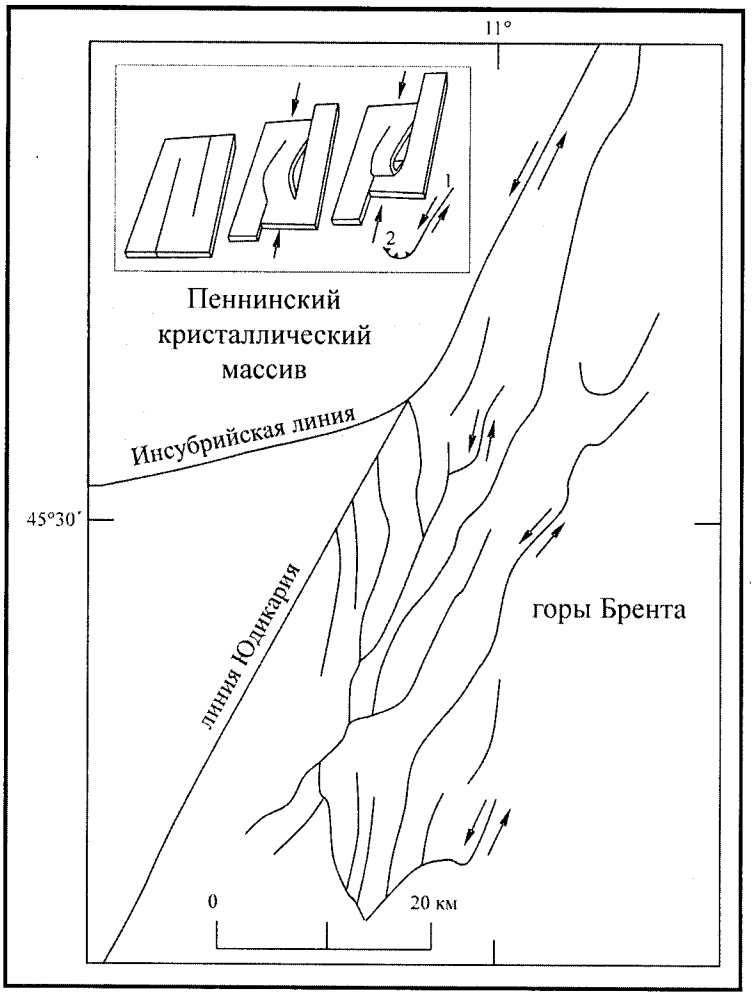


Рис. 2.13. Сдвиговые смещения в горах Брента (Ломбардские Альпы, Италия), по [Trevisian, 1939]
На врезке: схема взаимоотношения сдвигов (1) и надвигов (2)

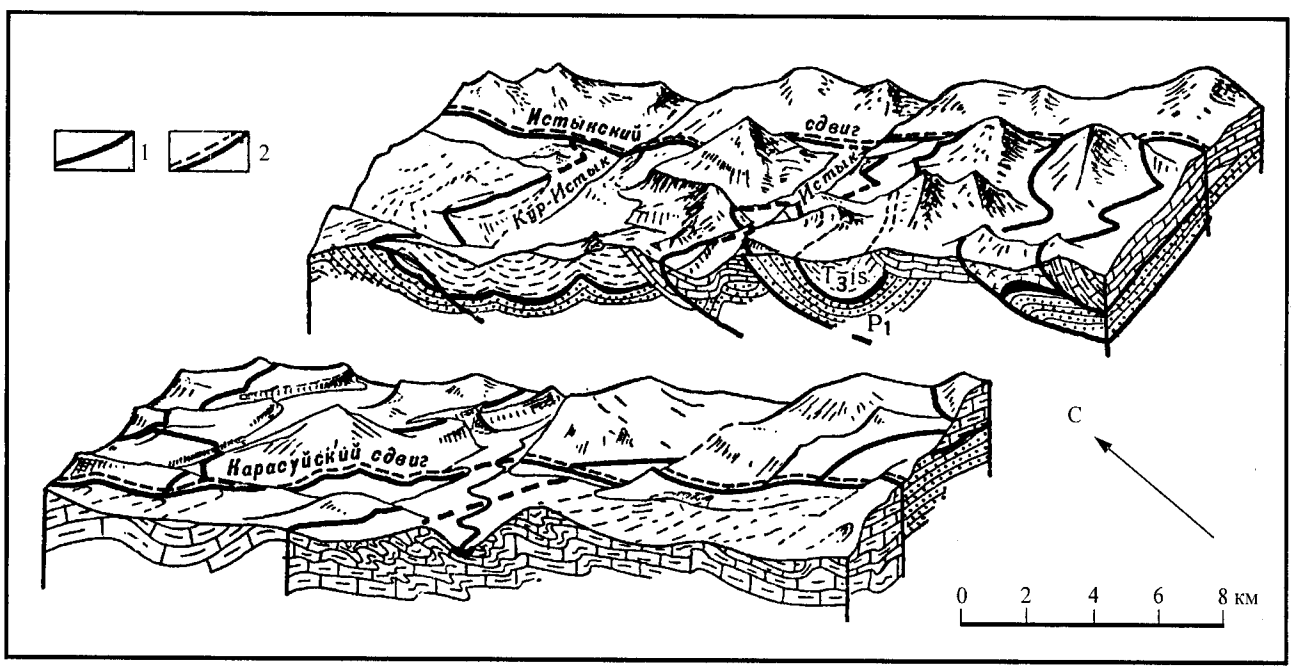


Рис. 2.14. Чешуйчатое строение Истык-Карасуйского блока, по [Руженцев, 1963]
1 – надвиги, 2 – сдвиги

http://jurassic.ru/

формируются транспрессивные, а при определяющем влиянии растяжения (transtension) – транстенсивные сдвиги. Транспрессивные сдвиги приводят к складчатости и образованию взбросов и надвигов с характерными в плане сочленениями в форме "конских хвостов", а в разрезе – к образованию структуры, похожей на раскрывающийся бутон цветка (flower structure по [Christie-Blick, Biddle, 1985]). Появление таких структур связано с широко проявленным эффектом расщепления к поверхности единой (узкой) на глубине зоны основного смещения. Часто разошедшиеся ветви снова объединяются в компактную зону. Транстенсивные сдвиги приводят к сбрасообразованию и росту пространства аккомодации.

Как правило, растяжение происходит не по одиночной трещине, а охватывает некоторую зону, разбитую многочисленными разломами, сместители которых причудливо пересекаются по простиранию и падению нарушений. Условием заложения ОБ сдвига является совпадение направлений смещения по основной зоне сдвига и поперечным нарушениям. Амплитуды этих смещений, глубина проникновения и плотность сети тектонических нарушений полностью определяют формы и размеры ОБ. В то же время, при измерении современных сдвиговых зон отмечается характерное постоянство отношения длины к ширине ОБ, составляющее 3:1 [Aydin, Nur, 1982]. Такое постоянство отражает пропорциальный рост ОБ сдвига по мере нарастания амплитуды смещения в сдвиговой зоне, что, вероятно, связано со слиянием соседних ОБ или образованием новых компенсационных разломов.

Множественность бассейнообразующих факторов определяет и морфоструктурное разнообразие ОБ сдвига, которые представляют собой сопряжённые со сдвигами структуры растяжения – грабены, грабен-синклинали, коробчатые впадины, присдвиговые депрессии [Буртман и др., 1963]. Последние являются простейшей формой ОБ и представляют собой асимметричные структуры растяжения, которые, постепенно затухая, расходятся от одиночного сдвига (рис. 2.15 а). Такие структуры связаны с вырождением разломов и, соответственно, тяготеют к периферии сдвиговых зон.

Внутри сдвиговых зон структуры растяжения обычно группируются между двумя нарушениями, отходя от конца одного сдвига и примыкая к другому (рис. 2.15 б). В этом случае формируются замкнутые впадины, имеющие в плане ромбовидные очертания. Если в погружение между расходящимися нарушениями вовлекаются крупные блоки, могут возникать ОБ, размеры которых достигают многих десятков и сотен км, например, герцинские мульды Центрального Казахстана [Трифонов, 1963]. Такой тип структур наиболее распространён и встречается во всех сдвиговых системах. Эти характерные бассейны разрыва известны в современной литературе как пулл-апарты (от английского pull apart – растянуть в разные стороны). Изначально этот

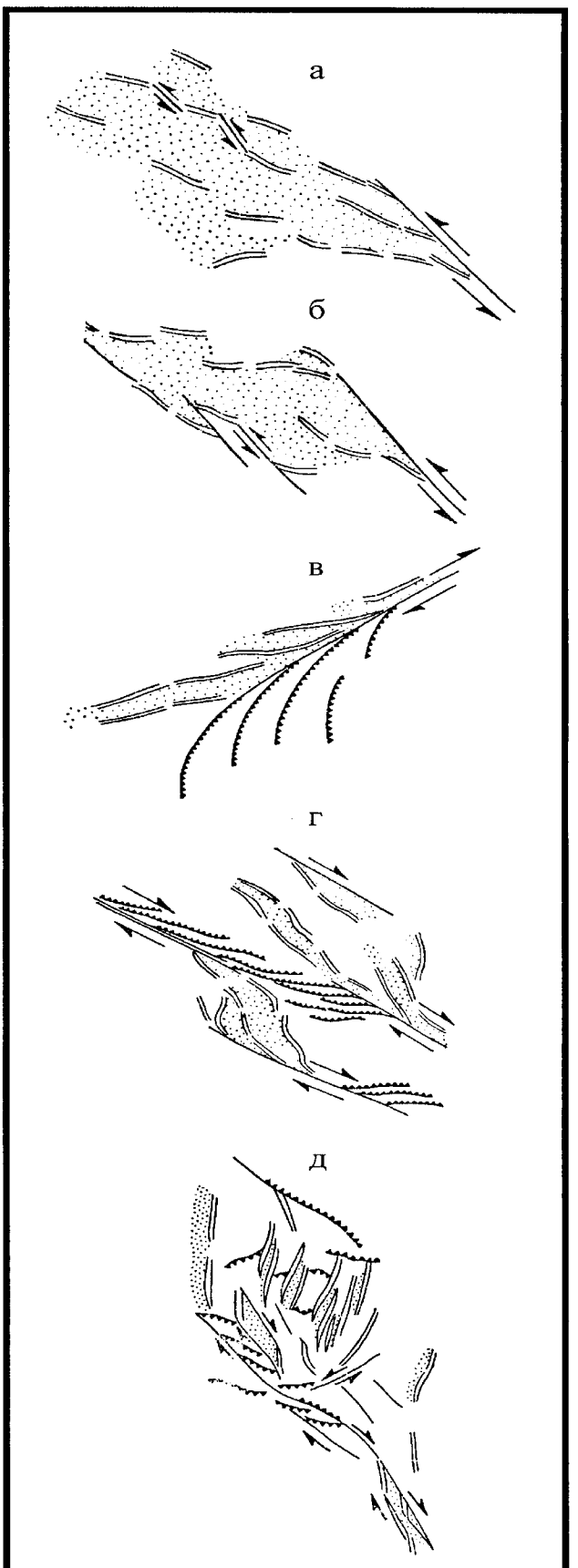


Рис. 2.15. Структурные рисунки, возникающие при горизонтальном смещении, по [Буртман и др., 1963]

http://jurassic.ru/

термин использовался для определения деформированной непластичной осадочной породы, заключённой между слоями менее устойчивых пород, например, непластичной глины между слоями более насыщенных водой песков [Natland, Kuenen, 1951]. Текстура напоминает будинаж и представлена растянутыми и разорванными на относительно короткие блоки слоями, трещины между которыми заполнены более поздними осадками. К ОБ термин был применён позднее, в 1966 г. при описании структурного плана центральной части Долины Смерти в Калифорнии [Burchfiel, Stewart, 1966].

Следствием неразрывности сжатия и растяжения при сдвиге является непосредственная сопряжённость ОБ с положительными структурными формами. Депрессии и надвиги могут соседствовать вдоль линии сдвига. Такая сопряжённость особенно чётко выражена у концов сдвигов, где структуры сжатия и структуры растяжения сочленяются под острыми углами, образуя характерный рисунок ("ёлочку") (рис. 2.15 в). В составе сдвиговой зоны при миндалевидной виргации формируются достаточно сложные триады, в которых ОБ обрамления и антиформа центрального поднятия образуют генетически единый структурный ансамбль (рис. 2.15 г). Такие структуры характерны для герцинид Казахстана и, как будет показано ниже, широко представлены в довендских структурах Среднерусского авлакогена.

Сочетание разнообразных напряжений приводит к появлению сложных систем в зонах определяющего влияния горизонтальных смещений и их обрамлении. Великолепным современным примером такого сочетания являются взаимоотношения зоны разлома Сан-Андреас в Калифорнии с Провинцией Бассейнов и Хребтов в Неваде, США (рис. 2.15 д).

2.2.2.2. Особенности накопления осадков

Главной особенностью седиментации в ОБ растяжения является её тесная связь с тектоническими процессами, определяющими величину и форму пространства аккомодации. В то же время, хотя процессы формирования ОБ раздвига и сдвига существенно различны, характер осадконакопления в этих бассейнах (или в их отдельных частях) часто оказывается сходным. Конвергенция признаков тектонических процессов при седиментогенезе обусловлена многими факторами, в частности такими как общность типов смещений горных пород в ОБ разного геодинамического типа, вторичность и инертность седиментации по отношению к тектогенезу, влияние (иногда доминирующее) внешних источников осадков. В связи с этим в данном разделе все ОБ, связанные с растяжением, рассматриваются совместно. Тем не менее, в тех случаях, когда осадочные комплексы указывают на доминирующий геодинамический сценарий развития ОБ растяжения, делается акцент на специфике седиментации в условиях раздвига или сдвига.

Если возникающее по мере развития ОБ пространство аккомодации эффективно заполняется осадочным материалом, то различия между рассмотренными в предыдущем разделе тремя основными типами смещений в бассейнах растяжения отражаются в форме осадочных тел, характере напластования и фациальной организации отложений.

В бассейнах, образованных сбросами без вращения, накапливаются характерные грабеновые последовательности с плоско-параллельной в целом стратификацией разреза (рис. 2.16 а). Характерны взаимоотношения прилегания, когда пласты (в срезе) утыкаются в неровности рельефа. Более грубые осадки, слагающие, как правило, конусообразные тела, маркируют как активные периоды образования сбросов, так и области разгрузки дренажных систем.

В бассейнах или их частях, образованных за счет смещений типа "домино", пространство аккомодации определяется степенью запрокидывания блоков и представляет собой разрозненные ловушки, где накапливаются конусообразные (в срезе) тела с дивергентными относительно прямыми поверхностями напластований (рис.2.16 б). Накопление осадков подчиняется довольно сложным зависимостям, поскольку пространство аккомодации не прямо пропорционально величине растяжения, а поступление осадков определяется взаимоотношениями воздымания и погружения отдельных частей вращающихся блоков. Наиболее интенсивно образование пространства аккомодации происходит на начальных стадиях растяжения. Дальнейшая эволюция структуры приводит преимущественно к перераспределению уже созданных объёмов этого пространства.

Листрические сбросы приводят к формированию веерообразных (в срезе) осадочных тел с дивергентными изогнутыми поверхностями напластований (рис. 2.16 в). В общем случае пространство аккомодации прямо пропорционально величине и скорости смещения висячего крыла.

Вдоль простирания ОБ растяжения могут быть рассечены поперечными нарушениями на отдельные блоки. Такие нарушения часто называют трансформными, а непосредственно примыкающую область – зоной структурной аккомодации. Степень их проявленности в морфоструктуре может быть разной: от ясно выраженных разрывов до рамповых зон без признаков разрыва. Вероятно, существует непрерывный ряд такого рода зон [Bally, 1982; Gibbs, 1984; Morley et al., 1990]. Расстояния между трансформными нарушениями составляют десятки – сотни километров. К зонам структурной аккомодации приурочены локальные депрессии, куда устремляются местные водотоки и накопление осадков определяется деятельностью мелких аллювиально-пролювиальных конусов.

Разделяемые поперечными нарушениями блоки обычно расположены на различной друг относительно друга высоте, причем перепад высот может достигать

http://jurassic.ru/

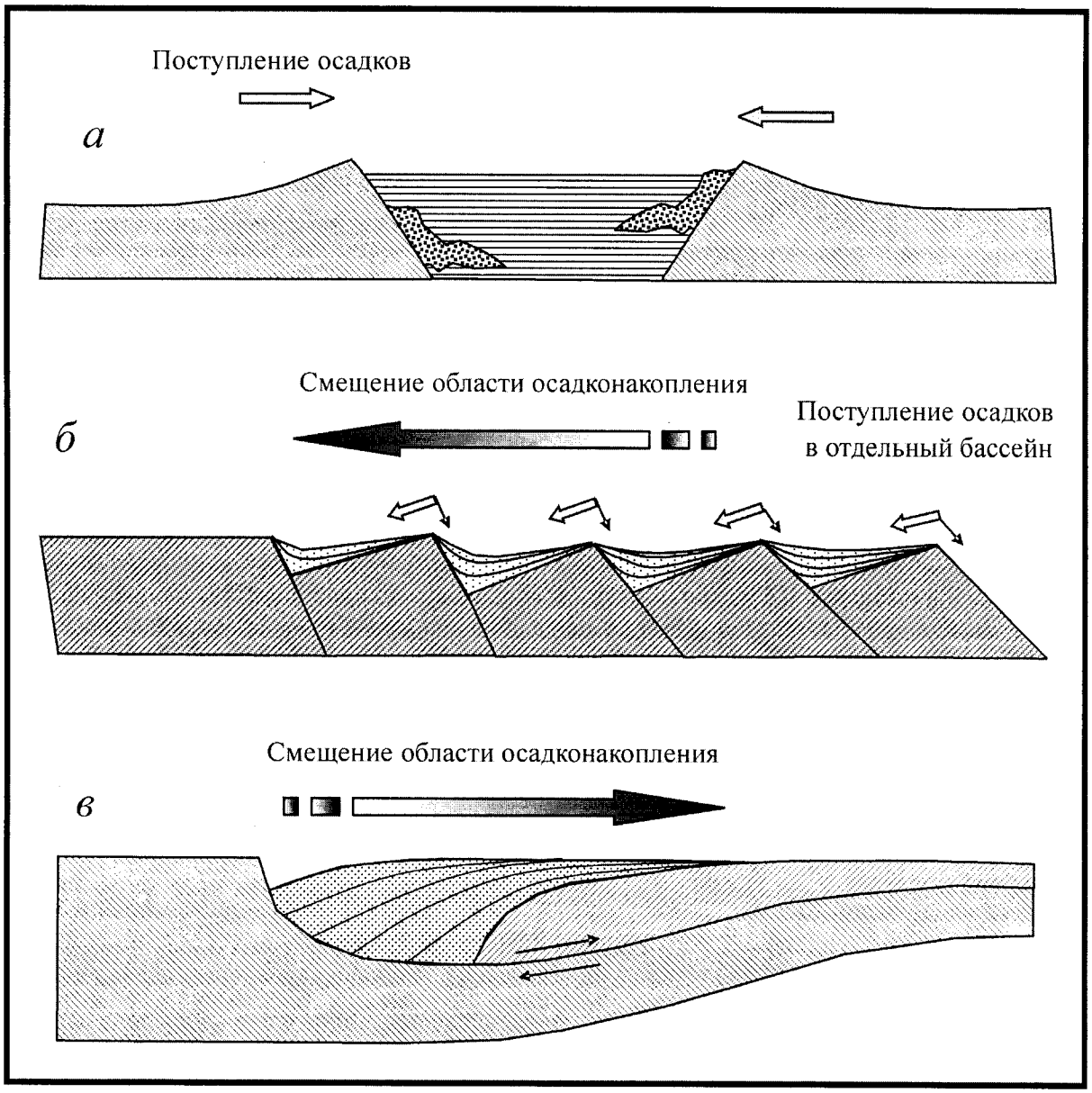


Рис. 2.16. Схема формирования осадочных последовательностей в бассейнах разного типа
а – бассейны без вращения блоков; б – бассейны "домино"; в – бассейны растяжения по пологому срыву

500 м и более. Это создает морфологические барьеры, затрудняющие или полностью блокирующие проникновение дренажных систем из одного полуграбена в соседние. Из этого следует, что протяженный хорошо развитый осевой дренаж для систем рифтовых ОБ (рифтовых поясов) и близких им структур не характерен. И, наоборот, прекращение активного растяжения приводит к тому, что поперечные нарушения перестают играть роль морфологических барьеров, и осевой дренаж распространяется на значительную (если не всю) площадь. Это типично для пост-рифтовой стадии погружения ОБ, которую можно проследить по характерным осадочным фациям. Поперечные нарушения и зоны структурной аккомодации нередко совпадают с крупными региональными линеаментами, развитие которых может быть не связано непосредственно со становлением данного ОБ растяжения [Gibbs, 1984; Rosendahl, 1987; Chorowicz, 1990].

Выше была показана пространственная и генетическая сопряжённость структур растяжения и сжатия в ходе горизонтального смещения. Существование вдоль сдвиговой системы участков с транстенсивным и транспрессивным режимами приводит к соседству впадин и поднятий. Испытывающая сжатие территория воздымается, подвергается размыву и становится локальным источником обломочного материала для синхронно растущего пространства аккомодации. В общем случае сопряжённость положительных и отрицательных струк-

http://jurassic.ru/

тур при сдвиге делает бассейны сдвига в высшей степени благоприятными для аккумуляции осадков. Скорости накопления осадков достигают огромных величин. Например, в плиоцене в бассейне Ридж в Калифорнии накопилось около 10 км озёрных отложений всего за 5 млн. лет [Link, Osborne, 1978].

В то же время, ряд региональных или локальных факторов тектонического развития области растяжения может снизить скорость накопления осадков. Любая тектоническая реорганизация области растяжения геологически мгновенно отражается на строении и ориентировке дренажной сети, которая является одним из важнейших факторов поставки обломочного материала в континентальные и окраинноморские бассейны (см. раздел 2.2.1). Так, в региональном масштабе предшествовавшее или сопутствующее рифтогенезу общее воздымание области растяжения приводит к оттеснению дренажных систем, что не способствует переносу материала в раскрывающиеся бассейны. В результате бассейны растяжения не заполняются осадками. Это явление широко проявлено в области продолжающегося в настоящее время растяжения – Провинции Бассейнов и Хребтов, расположенной на значительной (до 2 км) высоте над уровнем моря. Сходная картина наблюдается и в Эфиопии, где структуры Афарского рифта рассекают плато высотой до 3 км [Morton, Black, 1975]. В районе поднятия Восточно-Африканского рифта большинство рек стекает к западу в бассейны рек Конго и Нила и к востоку в сторону Индийского океана. Как следствие, образованные растяжением бассейны не только не компенсированы, но часто и полностью лишены осадков, представляя собой выраженные в рельефе депрессии [Wernicke, Burchfiel, 1982; Wernicke et al., 1988].

В локальном масштабе, строение речной сети в областях растяжения коры подчёркивает широко проявленное упруго-изостатическое воздымание плеча лежачего блока вдоль пограничного сброса, что вызывает отклонение дренажной сети и служит причиной неполного заполнения осадками отдельного бассейна или его части. Так, северный берег рифтогенного озера Танганьика поднят, и все местные водотоки отходят от озера.

Приведённые примеры объясняют характерное явление – наличие незаполненного осадками пространства аккомодации к концу эпохи растяжения. В результате значительная и нередко бульшая часть выполняющих бассейн осадков накапливается уже после активного растяжения, когда в той или иной степени восстанавливается нарушенное воздыманием или расколом коры равновесие.

С ориентировкой дренажных систем связан и характер размещения осадков внутри континентальных ОБ растяжения. Так, в геодинамически и географически едином рифтовом поясе Рио Гранде выделяются три принципиально различных по типу размещения осадков ОБ (рис. 2.17). Различия обусловлены углом вхождения дренажной системы в бассейн и направлением поступления осадочного материала – со стороны висячего или лежачего блоков полуграбена поступает материал [Mack et al., 1997].

В бассейне Мимбрес одноимённая река ориентирована параллельно пограничному разлому и осевой долины, т.е. вдоль оси бассейна. Поскольку бассейн Мимбрес представляет собой запрокинутый по сбросу полуграбен, река занимает довольно узкую полосу вдоль уступа лежачего блока. В результате формируется узкий пояс песчаных тел, вытянутых длинными осями по простиранию бассейна. В поперечном сечении этот пояс фациально асимметричен, поскольку со стороны основного уступа полуграбена аллювиальные отложения смешиваются с грубыми пролювиальными осадками, а со стороны висячего блока перемежаются с тонкими осадками поймы и дистальными отложениями пролювиальных конусов.

В бассейн Колумбус река Мимбрес впадает со стороны висячего блока, спускается по нему в долину полуграбена, утыкается в уступ лежачего блока и поворачивает вдоль него в направлении базиса эрозии. В результате формируются два фациальных комплекса. В верхней части своего пути (под большим углом к оси бассейна) река формирует аллювиальный конус, сложенный радиально ориентированными линейными песчаными телами. Наибольшее количество песчаных тел приурочено к участкам изменения направления течения. Вниз по течению, вдоль уступа, накапливаются более тонкие отложения, содержащие, впрочем, грубый осадочный материал пролювиальных конусов местного происхождения. Известно, что распределение аллювиальных отложений в любом ОБ зависит от взаимоотношения двух параметров: скорости поступления обломочного материала и скорости погружения бассейна (понижения базиса эрозии). В данном случае рост конуса разгрузки взвеси приводит к блокировке дренажных систем и изменению обстановок седиментации в области разгрузки: появлению озер или аллювиальных равнин вверх по течению реки.

В бассейн Тулароса река Рио Гранде спускается со стороны лежачего блока, прорезает уступ полуграбена и разгружает обломочный материал в аллювиальном конусе на висячем борту. Подобно конусу разгрузки в бассейне Колумбус, песчаные тела здесь ориентированы под большими углами к оси бассейна, однако вниз по течению потока, когда река поворачивает вдоль зоны уступа, разгрузка осадочного материала происходит в соответствии с закономерностями осевых дренажных систем. В отличие от бассейна Колумбус, при подпруживании реки, образования озер вверх по течению дренажной системы не происходит из-за наличия крутого уступа. Подпруженные озера располагаются вокруг конуса разгрузки вдоль уступа полуграбена. Фронтальный рост

http://jurassic.ru/

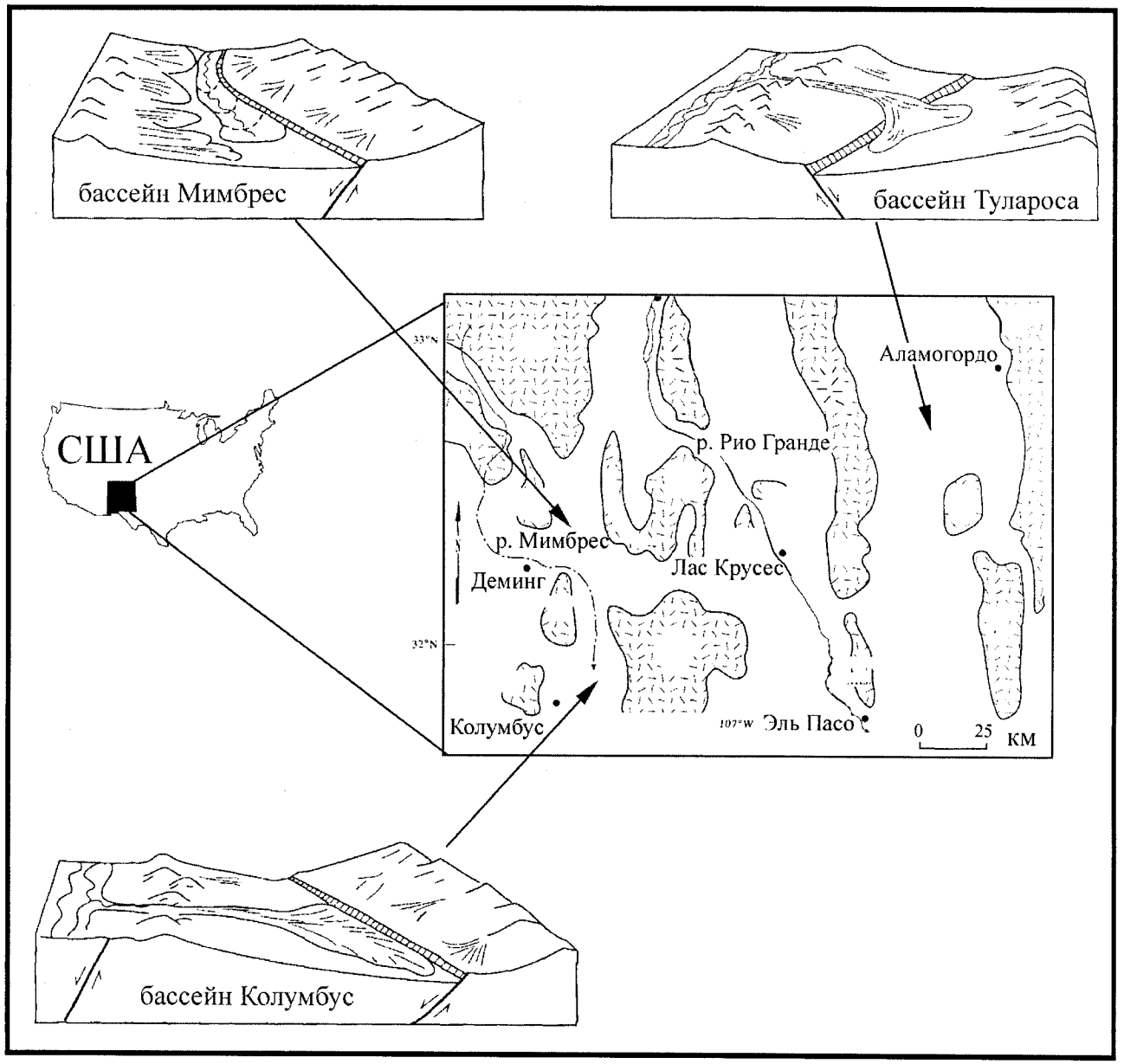


Рис. 2.17. Характер размещения осадков в бассейне в зависимости от ориентировки дренажных систем в системе растяжения Рио Гранде, по [Mack et al., 1997]

аллювиального конуса затруднен встречным наклоном лежачего блока.

Приведённые примеры отражают зависимость поставки и распределения кластики от соотношения осевого и бокового дренажа в пределах асимметричного сбросового бассейна. Соотношение это непостоянно, поскольку запрокидывание сброшенных блоков по мере роста ОБ приводит к постепенной миграции водораздела от рифтовой долины.

Рассмотрим эволюцию дренажных систем в сбросовых ОБ, принадлежащих единой в тектоническом отношении области растяжения – Провинции Бассейнов и Хребтов, но находящихся на разных стадиях развития.

На ранней стадии формирования сбросового бассейна, например, в системах хребтов Солёной реки и Вайоминг, водораздел новообразованного хребта максимально приближен к осевой долине бассейна. Стена сбросового уступа очень крута и практически не подвержена плоскостной эрозии. Как следствие, преобладает осевой дренаж, ориентированный вдоль уступа главного сброса (рис. 2.18 а). Постепенное запрокидывание блока приводит к выполаживанию склона сбросового уступа и отодвиганию водораздела от осевой долины. Это способствует увеличению эрозии и количества поставляемых в бассейн осадков, как это наблюдается в ОБ, расположенном вдоль хребта реки Медвежьей (рис. 2.18 б).

http://jurassic.ru/

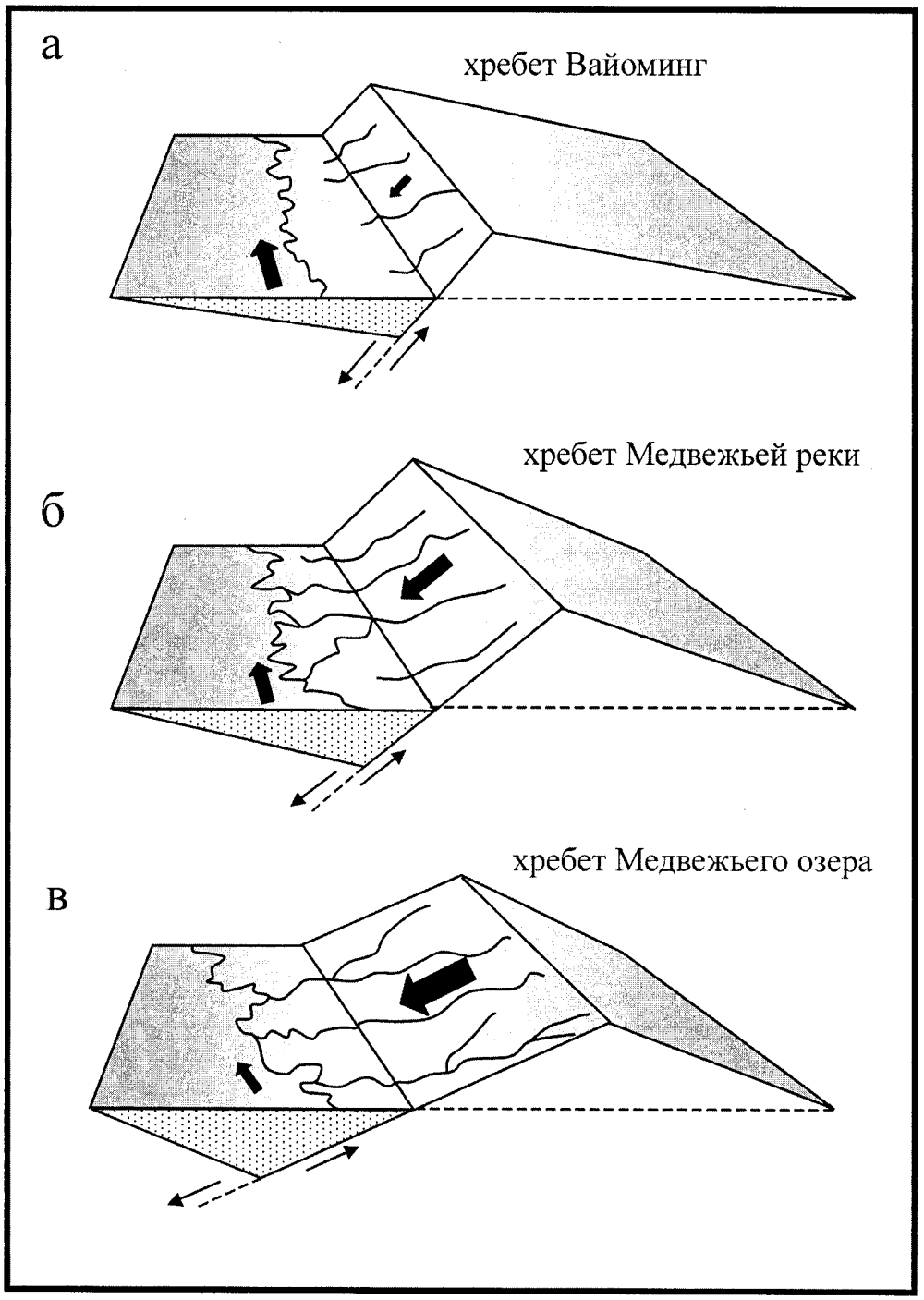


Рис. 2.18. Соотношение осевого и бокового дренажа по мере растяжения рифтовой структуры с вращением сброшенных блоков, по [Harbor, 1997]

Прогрессирующее запрокидывание блока и эрозия ставшей уже достаточно пологой поверхности сбросового уступа приводят к дальнейшему нарастанию относительной роли бокового дренажа (рис. 2.18 в).

На размещение фаций в прибортовых частях ОБ могут непосредственно влиять синседиментационные сдвиговые движения. Например, в бассейне Ридж, ограниченном правосдвиговыми разломами Габриэль и Сан-Андреас (Калифорния), омоложение осадков в северо-западном направлении свидетельствует о последовательном смещении аллювиально-пролювиальных конусов вдоль оси бассейна (рис. 2.19). Смещение депоцентра вдоль сдвига по простиранию бассейна Ридж привело к накоплению фациально сходных диахронных осадочных толщ. Это явление установлено в разных тектонических областях, имеющих сдвиговую компо-

http://jurassic.ru/

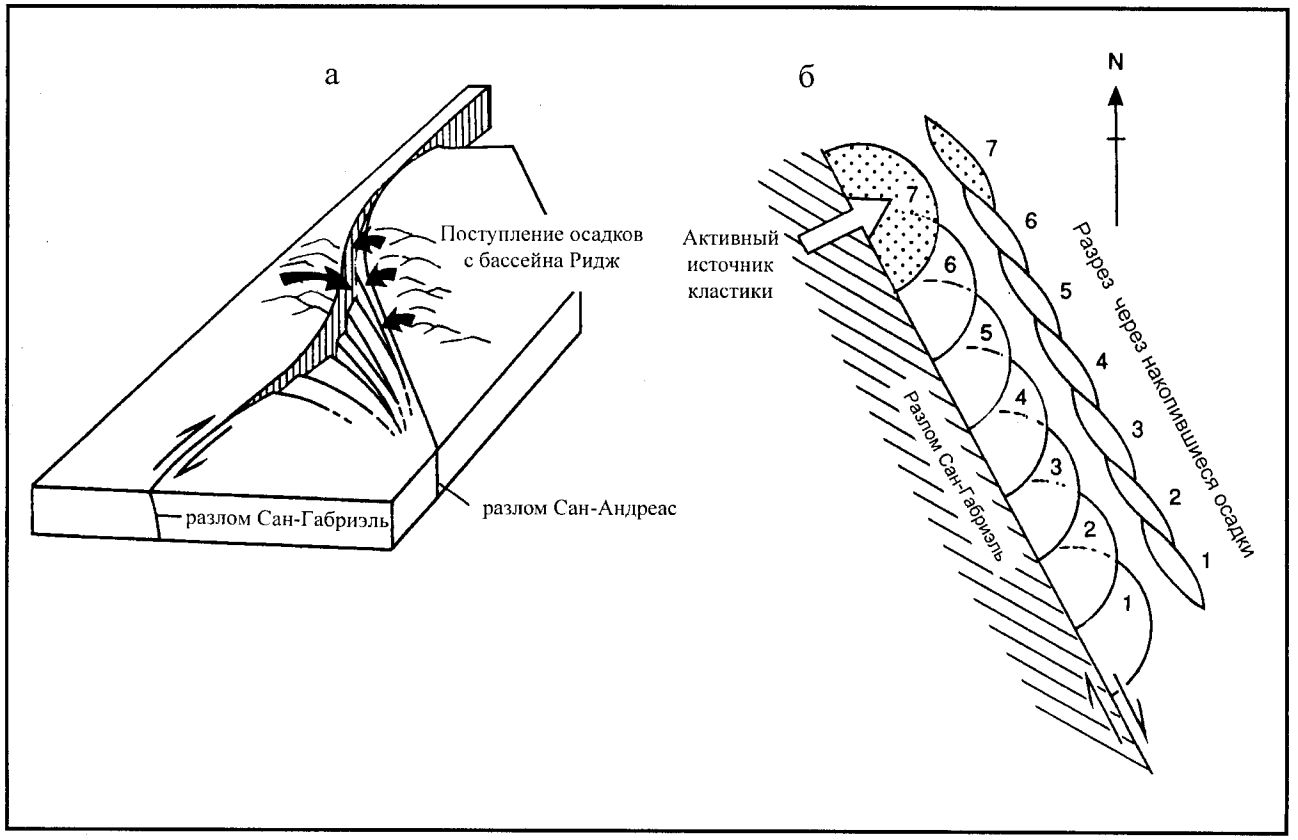


Рис. 2.19. Тектоническая (а) и осадочная (б) модели происхождения и заполнения осадками сдвигового бассейна разрыва Ридж, по [Crowell, Link, 1982]

ненту (бассейн Хорнеллен в Норвегии, система сдвиговых бассейнов южной Калифорнии, бассейн Мертвого моря и др.).

При наличии доминирующего внешнего для системы растяжения источника поставки осадочного материала скорость накопления осадков в отдельном ОБ зависит от его удалённости от этого источника. Великолепным примером являются ОБ калифорнийской континентальной окраины США, которая является главным поставщиком кластического материала. Система этих сдвиговых бассейнов, связанная с зоной разлома Сан-Андреас, заложена на островодужном комплексе, сформированном за счёт субдукции Тихоокеанской плиты в мезозое-раннем кайнозое [Howell, Vedder, 1981]. Входящие в состав системы бассейны тектонически сходны. Многие из этих бассейнов (например, Сан Николас, Санта Круз, Санта Моника) имеют отчётливо ромбовидную форму, т.е. могут быть охарактеризованы как собственно пулл-апарты. Другие, такие как Таннер и Сан Диего, более напоминают приразломные депрессии, характерные для вращения блоков коры. Бассейны имеют сравнительно небольшие размеры (около 20 – 50 км) и выполнены отложениями подводных конусов выноса. При этом в ОБ, расположенных ближе к континенту, накапливаются наиболее мощные осадочные толщи. Так, в ближайших к континенту бассейнах Вентура и Лос-Анжелес мощность неогеновых осадков достигает 8 км, тогда как в наиболее удаленных бассейнах (Таннер, Паттон и др.) мощность осадков не превышает 0,8 – 1 км.

Асимметричность в строении ОБ растяжения приводит к тому, что на разных его бортах формируются фациально и вещественно различные осадочные или осадочно-вулканогенные комплексы. Эта закономерность существует в ОБ любого масштаба, но наиболее отчётливо проявлена в задуговых спрединговых бассейнах.

Вулканокластический материал поступает в окраинные бассейны с обрамляющих их вулканических дуг, из задуговых центров спрединга и с континента или остаточной вулканической дуги [Кэри, Сигурдсон, 1987]. Поступление материала в глубоководные части окраинных бассейнов связано либо с осаждением взвеси, либо с гравитационными потоками, роль которых очень велика. В перераспределении обломочного материала участвуют придонные течения.

В большинстве ОБ отмечается асимметричное распределение осадков: мощные фациально изменчивые вулканокластические шлейфы приурочены к склонам островной дуги. По вещественному составу и фациальной принадлежности эти шлейфы существенно отличаются от турбидитных шлейфов обрамления континен-

http://jurassic.ru/

та или остаточной дуги. Как правило, базальные элементы турбидитов, отложенных в обрамлении вулканических построек, представлены переотложенным вулканокластическим материалом, а верхние элементы – глинисто-туффитовыми осадками.

Существенное различие между континентальной и островодужной питающими провинциями находит отражение в минеральном составе как глинистой, так и обломочной части осадков. Обычно выделяются два комплекса [Мурдмаа, 1980]:

а) терригенный, представленный полимиктовым составом глинистых минералов с высоким содержанием гидрослюды, хлорита, иногда каолинита, а также разнообразным набором терригенных обломочных минералов с высоким содержанием кварца;

б) вулканомиктовый, с высоким содержанием минералов группы смектита и обилием обломков базальтов, андезитов, витро- и литокластической тефры при низком содержании кварца.

Междуговые бассейны, в которые терригенный материал практически не поступает, содержат преимущественно грубообломочную кластику и монтмориллонитовые глины, источником которых служат соседние вулканические цепи, а также биогенные илы и эоловую пыль [Рединг, 1990]. Двойные островные дуги типа Курильской, представленные параллельными хребтами, питают разделяющий их узкий трог исключительно за счёт внутренних ресурсов. В фациальной организации таких междуговых бассейнов наблюдаются чётко выраженные вытянутые структурно-фациальные зоны. Сам прогиб частично или полностью заполняется многокилометровой толщей осадков. В поперечном сечении здесь устанавливаются фации от мелководных шельфовых до относительно глубоководных (1-2 км) фаций дна подводных долин [Мурдмаа, 1980].

Центры задугового спрединга поставляют небольшое количество гиалокластического и гидротермального материала [Кэри, Сигурдсон, 1987]. Большая глубина задуговых центров спрединга препятствует фрагментации излившихся лав. В то же время, при взаимодействии лавы с водой образуются гиалокластиты, состоящие из обломков базальтового стекла песчано-алевритовой размерности. Из-за ограниченности разноса толщи глубоководных гиалокластитов приурочены преимущественно к базальным частям разреза окраинных бассейнов. Новообразованная кора имеет сложный рельеф поверхности с чередованием гряд и трогов, иногда эшелонированных, разбитых под острыми углами многочисленными нарушениями. Эти формы рельефа влияют на распределение осадков, образуя локальные ловушки и крупные барьеры. Особое влияние на фациальную изменчивость вулканогенных осадков оказывает длительность тектонической эволюции окраинных бассейнов. Разрастание и погружение океанической коры приводит к латеральным и вертикальным изменениям фаций в силу постоянного смещения депоцентров относительно разных источников вулканокластики.

Характерными особенностями накопления осадков в окраинных бассейнах являются частые нарушения фациальных последовательностей и смешивание обломочного материала из разных источников. Нередко самые мощные и грубообломочные отложения обнаруживаются на максимальном в пределах бассейна удалении от островной дуги, тогда как вблизи островов могут накапливаться тонкообломочные тонкослоистые турбидиты в переслаивании с гемипелагическими осадками.

Как показано выше, по крайней мере часть осадков спрединговых ОБ накапливается и превращается в породу под влиянием высоких тепловых потоков. Напротив, в обстановке сдвига, несмотря на интенсивные синседиментационные тектонические процессы, высокие тепловые потоки характерны далеко не для всех осадочных бассейнов. Прежде всего это относится к ОБ, связанным со сдвигами средних и малых глубин, в частности к сорванным ОБ. Поскольку в сорванных бассейнах зона детачмента находится на относительно небольшой глубине, нижняя кора и мантия не затрагиваются растяжением. В результате тепловой поток в самом ОБ сдвига соизмерим с тепловым потоком на его бортах. Понятно, что и степень зрелости находящегося в осадках органического вещества оказывается невысокой, что делает ОБ неперспективным с точки зрения генерации углеводородов. В то же время, в ОБ сдвига, растяжение в которых затронуло нижнюю кору и мантию (например, Панноский ОБ), отмечаются высокие тепловые потоки и высокая зрелость органического вещества.

Магматическая деятельность в ОБ сдвига слабая или отсутствует полностью. Если магматизм всё-таки имеет место, то формируется широкий спектр преимущественно мафических пород. Излияния базальтов и внедрение даек происходят в периоды транстенсивного режима и часто приурочены к низам осадочного разреза. Например, излияния щелочных оливиновых базальтов в Северо-Восточном Китае сопровождали заложение ОБ сдвига и предшествовали накоплению в нём осадков [Рединг, 1990].

2.2.3. Осадочные бассейны изгиба

2.2.3.1. Механизмы образования и строение

К данному обширному семейству относятся ОБ, образование которых связано с изгибом континентальной или океанической литосферы в результате приложенных к ней вертикальных и/или горизонтальных нагрузок (океанические желоба, пред- и задуговые бассейны, передовые прогибы (форланды) и области нагрузки в тыловой части коллизионных сооружений (ретрофорланды), а также любые бассейны обрамления

http://jurassic.ru/

областей влияния статических нагрузок на плиту, например, бассейны обрамления вулканических построек). Как отмечалось в разделе 2.2.2 при обсуждении ОБ раздвига, преимущественное влияние какого-либо геодинамического процесса на деформацию земной коры вовсе не исключает одновременного проявления других процессов. В данном случае доминирующий в региональном плане изгиб литосферных плит в локальном масштабе, как правило, компенсируется растяжением и сдвигом отдельных блоков литосферы по планарным или листрическим сбросам.

Поскольку с бассейнами изгиба связаны основные запасы углеводородов, моделированию их развития во всем мире уделяется огромное внимание [Herb, 1988; Pfiffner, 1986; Allen, Allen, 1990; Allen et al., 1991; Sinklair et al., 1991; Sinclair, Allen, 1992; Lihou, 1995; Crampton, Allen, 1995].

Исходя из закономерностей реализации известных сегодня физических процессов, можно представить, что развитие и продолжительность существования ОБ изгиба определяется надвиганием на литосферную плиту системы нагрузок, во фронте которой смещается, подобно волне, область максимального прогибания [Schedl, Wiltschko, 1984; Jordan, 1981]. Вдоль профиля плиты приложенные нагрузки меняются латерально как функция ординаты x. Вертикальный изгиб литосферы $w(x)$ под влиянием нагрузки $L(x)$ определяется дифференциальным уравнением [Allen, Allen, 1990]:

$$d^2/dx^2(Dd^2w/dx^2) + (\rho_m - \rho_b)gw = L(x) \ , \qquad (3)$$

где:

ρ_m – плотность подкорового субстрата;

ρ_b – плотность материала осадков и воды, заполнивших осадочный бассейн;

D – жёсткость литосферы на изгиб.

Формула (3) не учитывает влияния горизонтально приложенных сил, однако показывает основные параметры, определяющие процессы формирования и заполнения осадками бассейнов изгиба. Введение в уравнение выталкивающей силы связано с тем, что упругая плита плавает на жидком подкоровом субстрате. Жёсткость литосферы на изгиб D можно оценить по соотношению [Allen, Allen, 1990]:

$$D = YT_e^3/[12(1 - v^2)] \ , \qquad (4)$$

где:

Y – модуль Юнга (н/м^2);

T_e – эффективная упругая мощность литосферы (км);

v – коэффициент Пуассона.

Из (4) видно, что жёсткость на изгиб зависит от прочностных свойств и толщины изгибаемой плиты. Основными геологическими факторами, формирующими эти параметры, являются величина разогрева/охлаждения плиты и процессы подкоровой эрозии/аккреции. Жёсткость литосферы на изгиб является одним из важнейших параметров, определяющих как степень деформации плиты, так и пространство (длину волны), вовлеченное в деформацию. Длину волны можно рассчитать по значениям гравитационного поля, предполагая для среды локальное изостатическое равновесие Эйри. В частности, результаты обработки (в редукции Буге) данных гравитационной съёмки Индийской плиты перед фронтом Западных Гималаев показали значительные вариации величины D (до одного порядка) на относительно небольшом (около 200 км) расстоянии [Lyon Caen, Molnar, 1989]. Эти данные отражают локальные вариации прочностных свойств и величины теплового потока в пределах изученной территории, поскольку вряд ли можно предполагать различия в режиме конвекции для столь небольших расстояний.

Условия для заложения бассейнов изгиба появляются, преимущественно, в ходе конвергенции литосферных плит в зонах субдукции или коллизии. Конвергенция плит является процессом крупного масштаба и затрагивает обширные пространства и объёмы земной коры. Как следствие, взаимодействие плит приводит к появлению протяжённых поясов, сложенных закономерно сменяющими друг друга по латерали генетически сопряженными структурами. Строение латеральных рядов сопряжённых структур определяется характером конвергенции и служит её структурно-вещественным отражением. В то же время, поскольку характер деформации литосферы зависит от многих факторов как глобального так и регионального масштаба, сходные в геодинамическом отношении процессы протекают поразному в зависимости от области своего проявления.

Наиболее наглядно различие в строении латеральных рядов структур, образованных за счёт субдукции Тихоокеанской плиты под континенты западного и восточного обрамления океана (рис. 2.20). Так, несмотря на единую динамическую причину изгиба плиты – субдукцию, величина этого изгиба зависит от ориентировки и угла наклона зоны субдукции и составляет 20° на западе и 10° на востоке. Если океаническая плита погружается на запад, скорости прогибания образующихся бассейнов составляют около 1000 м/млн. лет, тогда как при восточном или северо-восточном падении зоны субдукции скорости роста бассейнов не превышают первых сотен м/млн. лет [Doglioni, 1994]. В результате, осадочные бассейны западного обрамления океана имеют значительную (5-10 км) глубину, тогда как бассейны восточного фланга неглубоки и часто не имеют выраженного желоба. Ширина горных сооружений также зависит от их положения: аккреционные и складчатые системы восточного обрамления Тихого океана намного превосходят ширину островных дуг на его западном фланге. Существенны и различия в механизмах аккреции: субдукционная эрозия преобладает на

http://jurassic.ru/

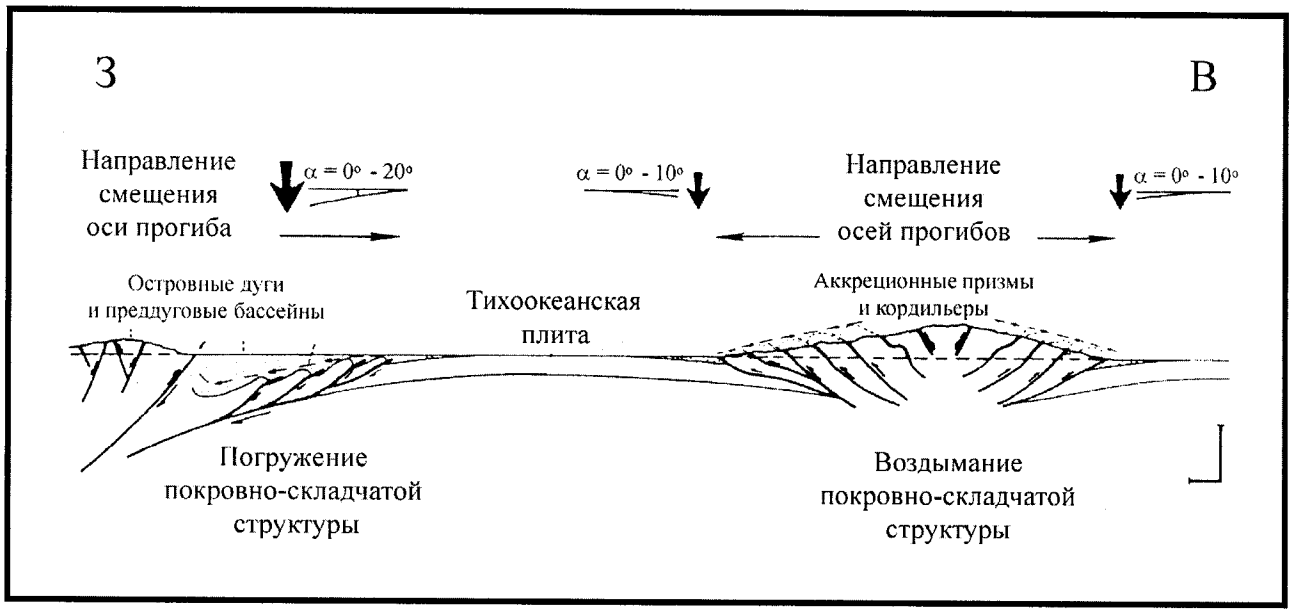


Рис. 2.20. Асимметрия в строении западного и восточного обрамления Тихого океана, по [Doglioni, 1994]

западе, тогда как фронтальная и/или базальная аккреция происходят, главным образом, на востоке. Аккреционные призмы, связанные с зонами субдукции, падающими на восток (Вашингтонско-Орегонская, Пуэрто-Риканкая и Мексиканская окраины северо-американского континента) или северо-восток (призмы Макранская, Зондская, Папуа-Новая Гвинея), хорошо выражены в рельефе и имеют значительные объёмы. В случае падения зон субдукции на запад образования призм либо не происходит, либо их объём относительно невелик (западно-тихоокеанские зоны субдукции, система Южных Антил).

В случае субдукции западно-тихоокеанского типа образуется характерный ряд структур, важнейшими осадочными бассейнами которого являются жёлоб, преддуговой и задуговой бассейны (рис. 2.21 а). Для этого ряда характерно присутствие островных дуг, небольшие объёмы аккреционных сооружений на внутренних бортах хорошо оформленных желобов и процессы растяжения в задуговых бассейнах, являющихся зонами компенсации горизонтальных напряжений внутри рассматриваемого ряда. Образование желобов связано с изгибом края океанической плиты за счёт прилагаемой к ней нагрузки. Преддуговые бассейны приурочены к надвигающейся плите с океанического фланга островной дуги. Их развитие определяется балансом статических и динамических нагрузок.

При субдукции восточно-тихоокеанского типа в образующемся латеральном ряду отсутствуют энсиматические островные дуги и отделяющие их от континента окраинные бассейны; вулканические сооружения развиваются здесь на краю континентальной плиты (рис. 2.21 б). Широкое развитие получают аккреционные призмы, тогда как желоба могут быть практически не выражены в рельефе. В отличие от рядов западно-тихоокеанского типа, данная геодинамическая система изгиба оказывает интенсивное воздействие на прилегающую континентальную область. Развитие покровов с континентального фланга энсиалического вулканического массива приводит к значительной нагрузке и прогибу континентальной коры с образованием динамических ретродуговых бассейнов изгиба.

Столкновение континентальных масс, происходящее при закрытии океанических областей на определённых этапах цикла Вильсона, приводит к образованию крупных депрессий (передовых прогибов) во фронтальной части покровно-надвиговых горных сооружений (рис. 2.21 в). В понимании классической российской научной школы передовые прогибы рассматриваются как структуры в зоне сочленения платформенных и складчатых областей, формирующиеся в эпоху замыкания и общего поднятия геосинклинальных систем [Пущаровский, 1959]. Передовые прогибы являются асимметричными структурами с узким и крутым крылом, примыкающим к складчатой области, и пологим широким крылом, прилегающим к платформе. Протяжённость этих структур по простиранию намного превышает их поперечные размеры и составляет сотни и первые тысячи километров. Такому представлению в западном понимании соответствуют термины foredeep или foreland basin.

Из структур более мелкого масштаба к ОБ изгиба относятся межгорные прогибы и депрессии нагрузки, в частности, в обрамлении крупных вулканогенно-осадочных массивов (атоллов и гайотов) на океанической литосфере (рис. 2.21 г).

Надвигание горного сооружения на край изгибаемой плиты приводит к смещению оси бассейна (линии

http://jurassic.ru/

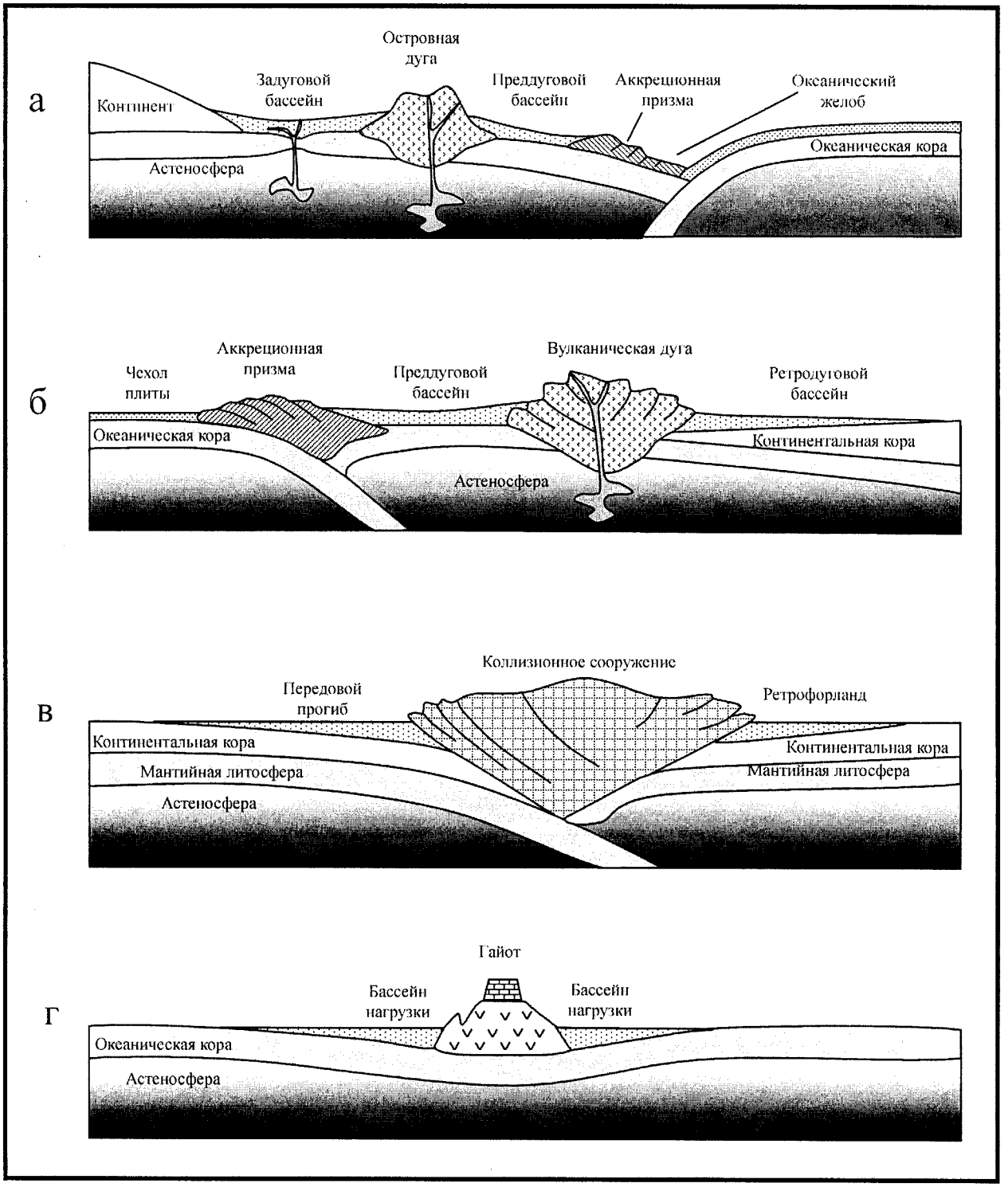


Рис. 2.21. Типы латеральных рядов в зависимости от характера взаимодействия плит
а – западно-тихоокеанский; б – восточно-тихоокеанский; в – предгорный; г – внутриплитный океанический

максимальных мощностей осадков) внутрь плиты. Во всех покровно-складчатых сооружениях смещение фронта деформаций носит дискретный характер: напряжения возрастают до достижения предела прочности плиты, после чего происходит быстрая структурная реорганизация области изгиба. Это наблюдается в геодинамических обстановках разной природы и проявляется, например, как перескок зоны субдукции или поэтапная миграция краевого прогиба на платформу [Пущаровский, 1959; LePichon et al., 1973].

Построению стройной концепции развития открытых (в геодинамическом и седиментационном смыслах)

http://jurassic.ru/

систем изгиба мешает большое количество независимых переменных, каждая их которых может существенно изменить облик образующихся структурных ансамблей и осадочных комплексов. В частности, очевидное сходство механизмов образования ОБ изгиба нашло отражение в попытках создания их унифицированных моделей с использованием единого математического аппарата. По мере разработки проблемы стало ясно, что существенные различия в реологических свойствах взаимодействующих элементов литосферы не позволяют использовать одинаковые приёмы для изучения аккреционных и коллизионных комплексов [Dahlen, 1984a; Dahlen, 1984б; Bombolakis, 1994].

Привлекательными объектами для реконструкции и моделирования геодинамических процессов являются осадочные бассейны, связанные с процессами аккреции континентальной коры. Контрастность геодинамических обстановок на континентальных окраинах при применении современных методов сейсмических, биостратиграфических и химико-минералогических исследований позволяет достаточно уверенно реконструировать и экстраполировать процессы, происходящие в результате субдукции плит. Именно здесь, в силу ярко выраженного своеобразия реологических свойств вещества консолидированной оболочки Земли, проявляются различия в реализации принципиально сходных с геодинамических позиций процессов.

Характерными геологическими телами, отражающими дискретное смещение волны коровых деформаций при изгибе океанической литосферы, являются аккреционные призмы. Как правило, призмы сложены ограниченными сбросами пластинами терригенных пород, принадлежавших до аккреции осадочному чехлу океанической плиты. В рельефе аккреционные призмы достаточно чётко выражены как поднятия, протягивающиеся от внутреннего склона жёлоба до преддугового бассейна континента или вулканической островной цепи.

На примере крупной аккреционной призмы Каскадия видно, что в поперечном сечении призму слагают параллельные хребты и разделяющие их прогибы (рис. 2.22). Структурная организация призмы и отжим метаноносных флюидов из уплотняемых по мере аккреции пород полностью определяет характер седиментации на её поверхности и развитие биологических сообществ (рис. 2.22 б). Со стороны океана структурная граница аккреционной призмы проходит по фронтальному срыву – линии выхода на поверхность океанического дна плоскости тектонического раздела субдуцирующей и надвигающейся плит (деколлемента). В региональном плане линия фронтального срыва определяет границу зоны субдукции (рис. 2.22 в).

Проградация призмы в сторону океана представляется сложным и нелинейным процессом, поскольку с позиций прочностных свойств призма является объектом с переменной упругостью. От области наибольшего напряжения (континентального упора) в сторону океана призма последовательно является упругим, вязко-упругим и пластичным телом. Как следствие, разные части призмы смещаются с разными скоростями, возрастающими в сторону континента. Процесс роста напряжений в ходе аккреции удобно рассматривать как постепенное надвигание континента на океаническую плиту. По мере надвигания происходит нарастание напряжений как в теле аккреционной призмы, так и в горизонтально стратифицированных осадках чехла океанической плиты, где появляются структурно-ослабленные зоны зарождающихся нарушений (протосрывов) (рис. 2.22 в). Подтягивание со стороны континента элементов призмы к линии фронтального срыва происходит до тех пор, пока внутреннее напряжение в чехле океанической плиты не превысит возможности пород компенсировать нарастающие деформации. Превышение предела прочности приводит к заложению нового фронтального срыва и смещению оси деформации в сторону океанической плиты.

Материалы бурения международной программы по изучению океанического дна (Ocean Drilling Program) на орегонской континентальной окраине США позволили количественно оценить ряд параметров развития аккреционной призмы Каскадия с позднего миоцена до настоящего времени [Чамов и др., 2001]. Скважины станции 892 вскрыли пакет сходно построенных пластин, в которых установлены повторения осадочного разреза, когда более древние осадки надстраивают молодые [Fourtanier, Caulet, 1995]. Изначально пластины входили в состав чехла океанической плиты и находились мористее линии фронтального срыва. По мере наступления призмы они последовательно оказывались в разных частях призмы, постепенно продвигаясь в сторону континента. Процесс этот можно представить следующим образом. Поскольку скорость распространения механических волн зависит от свойств среды, разная степень уплотнения пород вкрест простирания аккреционной призмы приводит к вариациям амплитуд в разных фазах волны деформации при общем затухании в сторону океанической плиты. Это явление хорошо выражено в поперечном сечении призмы, которое, по существу, является мгновенным снимком затухающей бегущей волны (рис. 2.22 в). Другими словами, по мере проградации призмы некоторая площадь поверхности дна, на которой происходит осадконакопление, последовательно смещается по поверхности аккреционного клина.

Анализ фациальных особенностей слагающих пластины осадков, детальные микропалеонтологические исследования и находка в керне уникального репера палеосреды – двустворчатого моллюска *Calyptogena pacifica* очень хорошей сохранности без признаков переотложения позволили связать положение пластин в период накопления осадков с морфоструктурными элементами аккреционной призмы (рис. 2.23 а).

http://jurassic.ru/

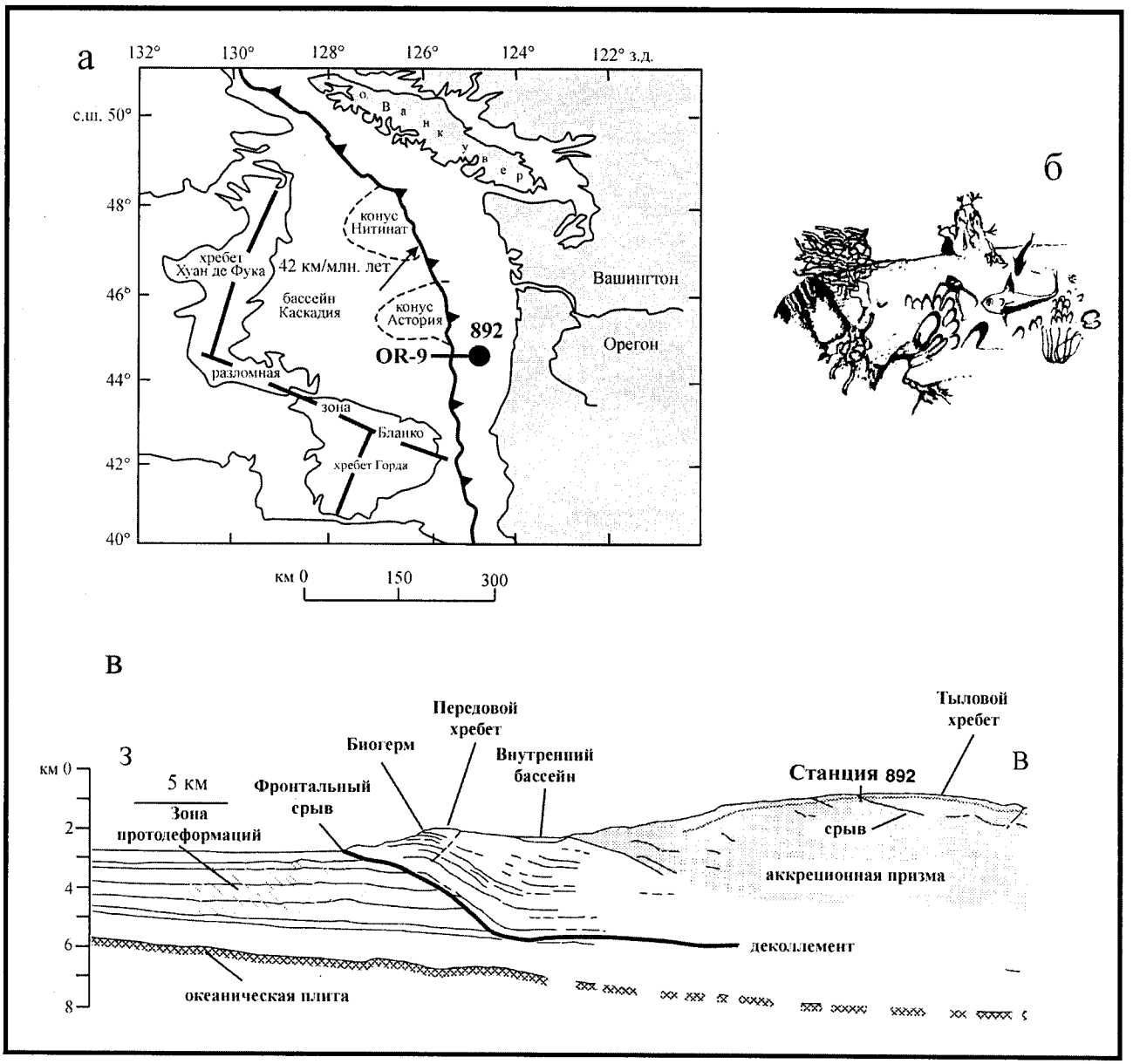


Рис. 2.22. Зона субдукции плиты Хуан де Фука и строение орегонской части аккреционной призмы Каскадия

а – схема континентальной окраины Каскадия; б – зарисовка биогерма на уступе Передового хребта, по [Kulm et al., 1986]; в – глубинный сейсмический профиль OR-9 МОВ ОГТ в орегонской части аккреционной призмы Каскадия, по [Westbrook et al., 1994]

Поскольку приводимые построения во многом основаны на положении в разрезе раковины калиптогены, следует пояснить её значение для реконструкции геологических обстановок. Исследования биохимических особенностей рода *Calyptogena* показывают, что эти моллюски в симбиозе с хемосинтезирующими бактериями используют для питания продукты распада метана, чем объясняется приуроченность поселений калиптоген к зонам выходов метаноносных флюидов. При этом калиптогены выбирают относительно плотный субстрат и возвышенные участки, изолированные от поступления осадков. Именно в такой обстановке были обнаружены современные метанотрофные ценотические сообщества в призме Каскадия, где вдоль бровки Передового хребта с борта подводного исследовательского аппарата «Алвин» наблюдались колонии трубчатых червей *Lamellibrachia barbami* и гигантских двустворок *Calyptogena sp.* (см. рис. 2.22 б). Обнаруженная в верхнемиоценовых осадках пластины Е *in situ* раковина калиптогены позволяет предположить, что немногим более 6 млн. лет назад она находилась на Передовом поднятии того времени.

Считается, что скорость длящейся с эоцена субдукции океанической плиты Хуан де Фука под Северо-

http://jurassic.ru/

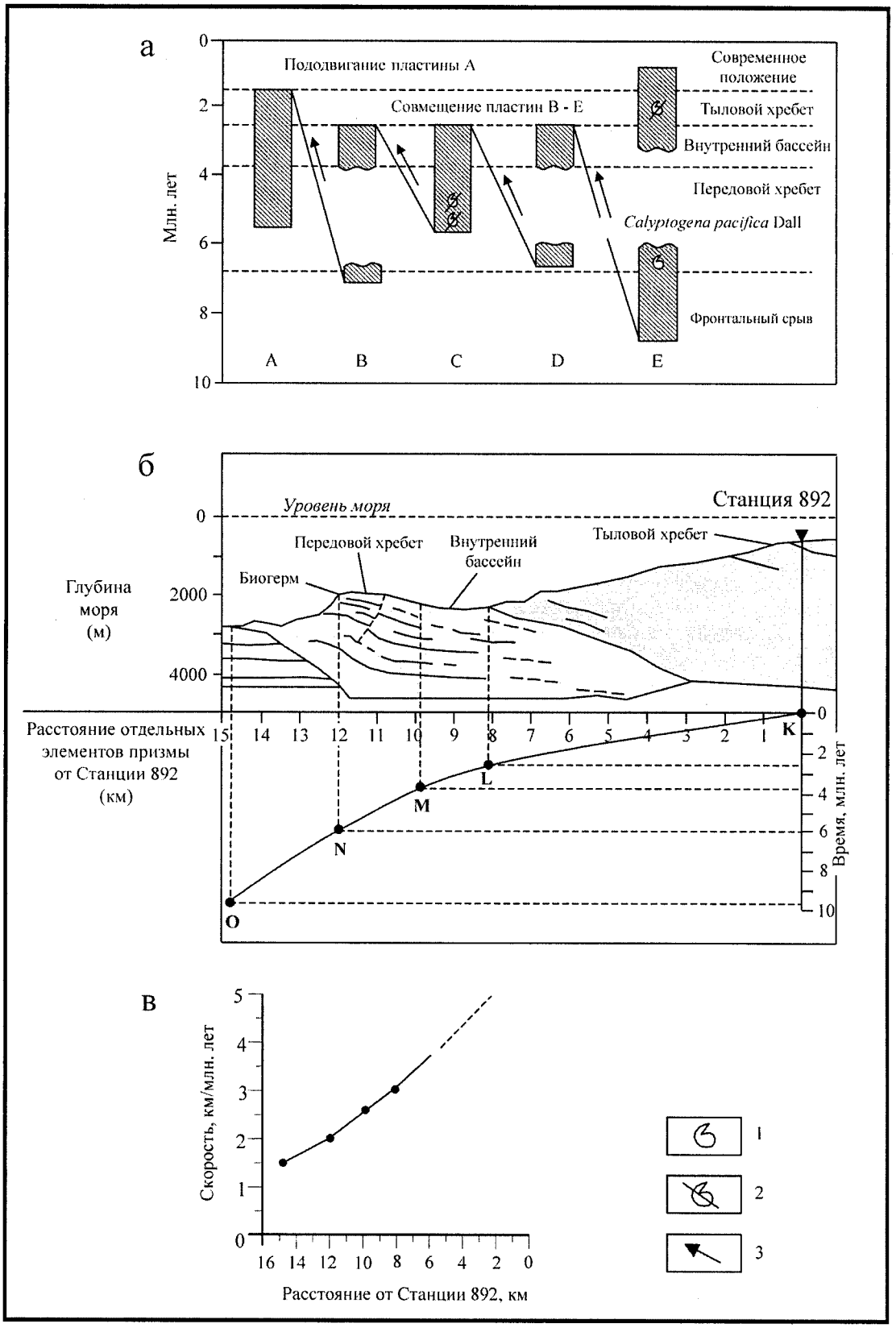


Рис. 2.23. Реконструкция развития аккреционной призмы Каскадия во времени, по [Чамов и др., 2001]

а – стратиграфическое положение пластин А – Е и реконструкция области их нахождения в период накопления осадков; б – схема проградации частей аккреционной призмы в течение последних 10 млн. лет; в – график скорости проградации различных частей призмы: 1 – целые раковины моллюсков; 2 – фрагменты; 3 – направления совмещения тектонических пластин

http://jurassic.ru/

Американский континент существенно не менялась, по крайней мере, последние 10 млн. лет [Riddinhoug, 1984; Duncan, Kulm, 1989; DeMets et al., 1990; Hyndman, 1994]. Логично предположить, что и характер развития аккреционной призмы в этом интервале времени соответствовал современному. Зная сегодняшнее и миоценовое положение раковины, фациальный состав и возраст осадков, морфологию и размеры аккреционного сооружения, можно оценить амплитуду и скорость перемещения отдельных элементов призмы.

С учетом представлений о механизме аккреции сценарий развития призмы Каскадия выглядит следующим образом (рис. 2.23 а).

Не позднее 6,2-6 млн. лет назад абиссальные осадки, вскрытые в скважине, уже были вовлечены в массив поднятия Передового хребта, где стали подходящим субстратом для обитания калиптоген. Отсутствие или крайне малые скорости осадконакопления на положительной форме рельефа привели к перерыву в осадконакоплении продолжительностью около 2,5 млн. лет (приблизительно от 6,2 до 3,8 млн. лет в пластинах B, D и E). В то же время в пределах расчленённой поверхности Передового хребта, на его склонах или в ближайшем обрамлении существовали условия, где осадки продолжали накапливаться, не подвергаясь эрозии, что наблюдается в пластинах C и, возможно, A. В осадках пластины C на этом уровне наблюдаются признаки характерного парагенеза (обломки раковин, похожие на калиптогены, карбонатизированные осадки и аутигенные карбонатные стяжения), отражающего свойственную Передовому поднятию разгрузку метана. Такие условия сохранялись вплоть до середины раннего плиоцена, когда в ходе смещения аккреционной призмы в сторону океана рассматриваемая область седиментации оказалась в пределах Внутреннего бассейна. В интервале времени от 3,8 до 2,6 млн. лет в этом бассейне накапливались сильно обводненные илы, сквозь которые происходило рассеянное просачивание метана из погребенных источников. Ни в одной из пластин на этом уровне остатков моллюсков не обнаружено. Условия этого бассейна представляются неблагоприятными для обитания калиптоген, которым требуется наличие достаточно жесткого субстрата и локализованных зон разгрузки метаноносных флюидов.

Дальнейшее смещение аккреционной призмы привело к вовлечению рассматриваемых осадков в область Тылового хребта. В этой зоне под влиянием нарастающего давления континентальной плиты при возросшей упругости осадков начали обособляться и сдвигаться в структурный пакет пластины B, C, D и E. Исходя из современного строения призмы, можно предположить, что совмещение пластин происходило на фронтальном склоне Тылового хребта. Процесс этот начался около 2,6 млн. лет назад, поскольку в пластинах B, C и D, пододвинутых под пластину E, отложения моложе этого возраста отсутствуют. После образования пакета пластин осадконакопление продолжалось на поверхности структурно верхней пластины E и еще не пододвинутой пластины A. Последняя вошла в состав пакета позже, около 1,6 млн. лет назад, на что указывает возраст осадков верхней части этой пластины. Видимо, с этими поздними деформациями связано образование протомеланжа, вскрытого в скважине 892A на глубинах от около 120 до 150 м ниже поверхности дна.

Рассмотренный сценарий развития призмы позволяет выделить несколько "опорных" точек, для которых может быть установлено их положение в палеоструктуре в определённый момент времени (рис. 2.23 б). Началом отсчёта (точка K) служит современное положение станции 892. Формирование пакета пластин началось 2,6 млн. лет назад предположительно на стыке Внутреннего бассейна и Тылового хребта. В настоящее время эта точка находится на удалении от станции 892 на 8,1 км, т.е. на это расстояние произошло смещение подножья Тылового хребта за последние 2,6 млн. лет (точка L). Точка, в которой после перерыва 3,8 млн. лет назад возобновилось накопление осадков в обстановке Внутреннего бассейна, удалена от начала отсчёта на 9,9 км (точка M). В процессе проградации аккреционной призмы первое потенциально возможное место поселения калиптоген располагалось на бровке Передового хребта, удаленной сейчас от станции на 12 км. Возраст вмещающих раковину калиптогены осадков составляет 6,2-6,0 млн. лет, что позволяет рассчитать положение точки N. Важным является определение момента, с которого осадки чехла океанической плиты, вскрытые скважиной 892A, были вовлечены в аккрецию. Можно предположить, что время, за которое передовая часть аккреционного клина переместилась на 14,8 км от места расположения станции 892 до современного ее положения, и есть время формирования всего сооружения. Спроецировав линию современного положения фронтального срыва на плавное продолжение аппроксимированной кривой, получим точку O с возрастной координатой 9,5 – 10 млн. лет (см. рис. 2.23 б). Это соответствует общему строению вскрытых осадочных разрезов и позволяет связать начало аккреции с поздним миоценом.

Скорость смещения элементов призмы Каскадия можно оценить по отношению расстояния, на которое сместилась каждая точка призмы, ко времени, за которое это смещение произошло. На рис. 2.23 в представлен график изменения скорости проградации элементов аккреционной призмы по современному профилю. Видно, что смещение фронтального срыва на 14,8 км произошло со скоростью 1,5-1,6 км/млн. лет (точка O), Передовой хребет перемещался со скоростью 1,9-2,0 км/млн. лет (точка N), фронтальная граница Внутреннего бассейна – 2,6 км/млн. лет (точка M), подножье Тылового хребта – со скоростью 3,1 км/млн. лет (точка L). Внутри Тылового хребта скорости продолжают возрастать, достигая

http://jurassic.ru/

вблизи станции 892 величины 5,5 км/млн. лет и выше. Таким образом, морфология призмы изменялась во времени и продолжает меняться, что выражается в сокращении расстояний между элементами призмы, а скорости смещения самих элементов закономерно возрастают в сторону континента.

2.2.3.2. Особенности накопления осадков

Как было показано в предыдущем разделе, взаимодействие динамических и статических нагрузок, прилагаемых к литосферной плите, приводит к формированию латеральных рядов структур – осадочных бассейнов и разделяющих их поднятий. На фоне этих крупномасштабных процессов происходит и некоторое воздымание части плиты на относительном удалении от области приложения главных нагрузок. Процесс этот можно наглядно представить, изгибая руками плоскую линейку – опусканию её краёв будет сопутствовать некоторый положительный изгиб центральной части, обусловленный упругостью материала. Отражение в рельефе упругого изгиба литосферной плиты получило название периферического поднятия [Allen, Allen, 1990; De Calles, Giles, 1996]. Таким образом, амплитуда периферического поднятия определяется тремя параметрами: упругими свойствами плиты, динамической и статической нагрузками. Полагая, что в пределах отдельной тектонической области свойства плиты и величина динамического воздействия неизменны, можно в общем случае связать амплитуду периферического поднятия с влиянием только статической нагрузки.

Вариации статической нагрузки, отражающие принципиальные геологические события в области конвергенции, такие как рост или разрушение горных сооружений, островных дуг или аккреционных призм, могут быть отражены в осадочной летописи сопряжённых бассейнов в виде характерных осадочных последовательностей. Строго говоря, при достаточно интенсивном изгибе плиты периферическое поднятие, как правило, морфологически оформляется и становится относительным водоразделом, что даже при подводной седиментации приводит к ненакоплению осадков и появлению стратиграфического несогласия. Возрастание статической нагрузки на плиту вызывает увеличение её изгиба и рост периферического поднятия. Это, в свою очередь, выражается в относительном падении уровня моря в районе периферического поднятия и формировании регрессивных осадочных последовательностей (рис. 2.24 а). Напротив, уменьшение статической нагрузки приводит к уменьшению изгиба и выполаживанию периферического поднятия с сопутствующим относительным подъёмом уровня моря и накоплением трансгрессивных осадочных последовательностей (рис. 2.24 б). Из-за различной протяженности областей влияния (длин волн) нагрузок разной природы, динамическое воздействие, приводящее к погружению плиты на значительном расстоянии от области приложения статической нагрузки, может полностью компенсировать статически обусловленный положительный изгиб плиты. В этом случае периферическое поднятие может оказаться невыраженным в рельефе и "затеряться" в осадочной летописи. Осадочная последовательность будет выражена характерным трансгрессивным налеганием в сторону стабильной части изгибаемой плиты (рис. 2.24 в).

Фациальной особенностью сопряжённых последовательностей является смена проксимальных комплексов дистальными на относительно небольшом (первые км) расстоянии от свода периферического поднятия. Примечательно, что сопряженные трансгрессивные и регрессивные циклы формируются только в случае некомпенсированного осадками прогибания ОБ. Например, такие генетически сопряженные, синхронные по времени образования и сопоставимые по мощности осадочные комплексы установлены в Канадской части Западного Внутреннего бассейна в отложениях свит Беарпо (кампан-маастрихт) и Кэннонбол (палеоцен) [Catuneanu et al., 1997]. Эти свиты включают морские и континентальные циклически построенные осадочные последовательности, разделенные диахронными границами. Последние отражают общий переменный характер трансгрессий и регрессий внутренних морей. Средняя мощность этих циклов третьего порядка составляет около 25 м, а продолжительность их формирования оценивается в 0,75 млн. лет. Вариации динамической подлитосферной нагрузки связывают в данном случае с уменьшением угла наклона и увеличением скорости субдуцирования Тихоокеанской плиты под Северо-Американский континент в интервале 75-55 млн. лет, когда и накапливались отложения указанных свит.

Несогласия в стратиграфической летописи периферического поднятия, возникающие за счёт эвстатических колебаний уровня моря, имеют ряд характерных черт, присущих несогласиям первого типа, установленных П. Вейлом (см. главу 5). Высокочастотные эвстатические колебания уровня моря могут привести к тому, что несогласие будет представлено рядом поверхностей (композитное несогласие) и/или эрозионное окно существенно возрастёт в периоды низкого стояния уровня моря. При этом очевидно, что долгосрочные вариации, сопоставимые по времени своего проявления со временем воздымания периферического поднятия, имеют большее влияние на развитие несогласий, чем краткосрочные (высокочастотные) флуктуации уровня моря. Наглядным примером служит Северо-Альпийский бассейн нагрузки в Швейцарии [Pfiffner, 1986].

Последовательное смещение системы нагрузок от периферии в глубь литосферной плиты определяет резкую асимметричность ОБ изгиба и приводит к накоплению клиновидных в поперечном сечении осадочных тел. Формирующиеся осадочные комплексы имеют наибольшую мощность близ зоны нагрузки и постепенно выклиниваются вверх по восстанию изгибаемой плиты. Последовательное смещение депоцентра в глубь

http://jurassic.ru/

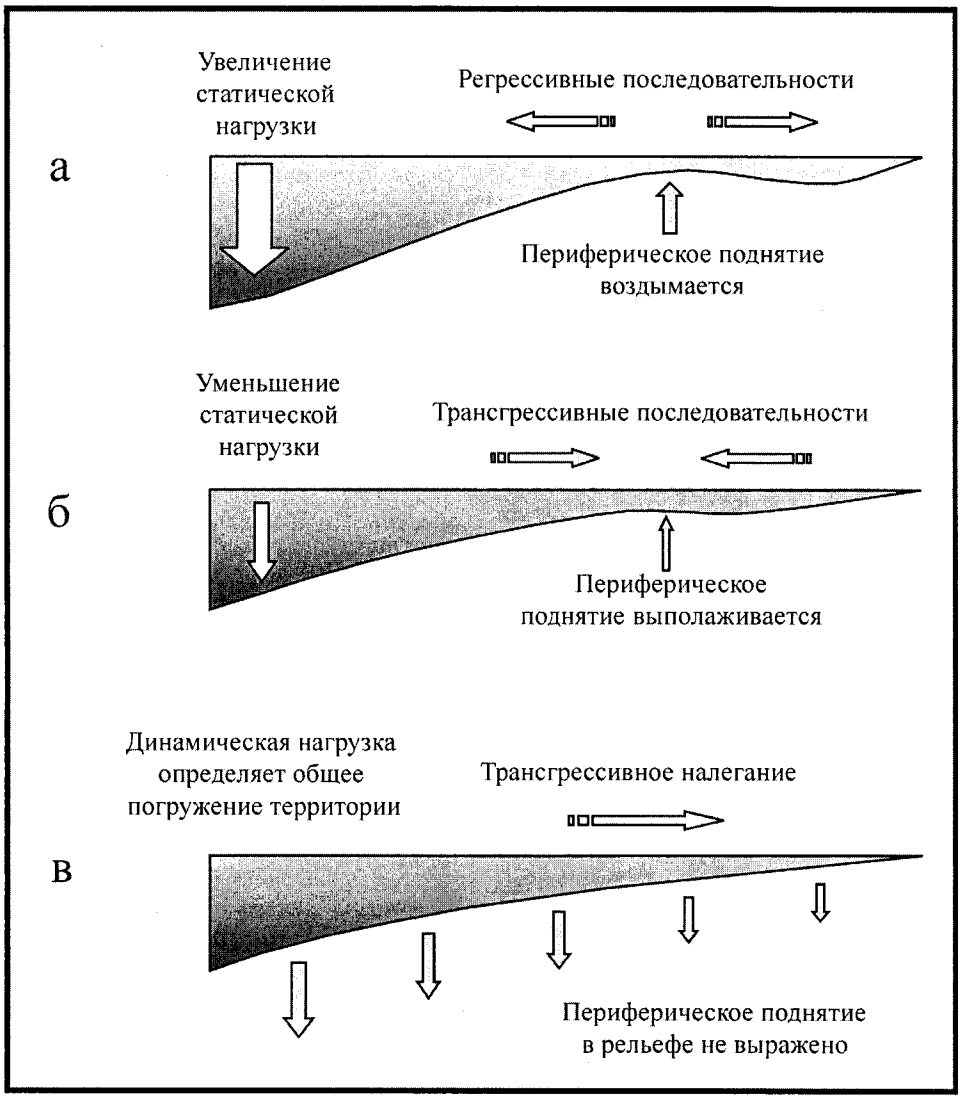


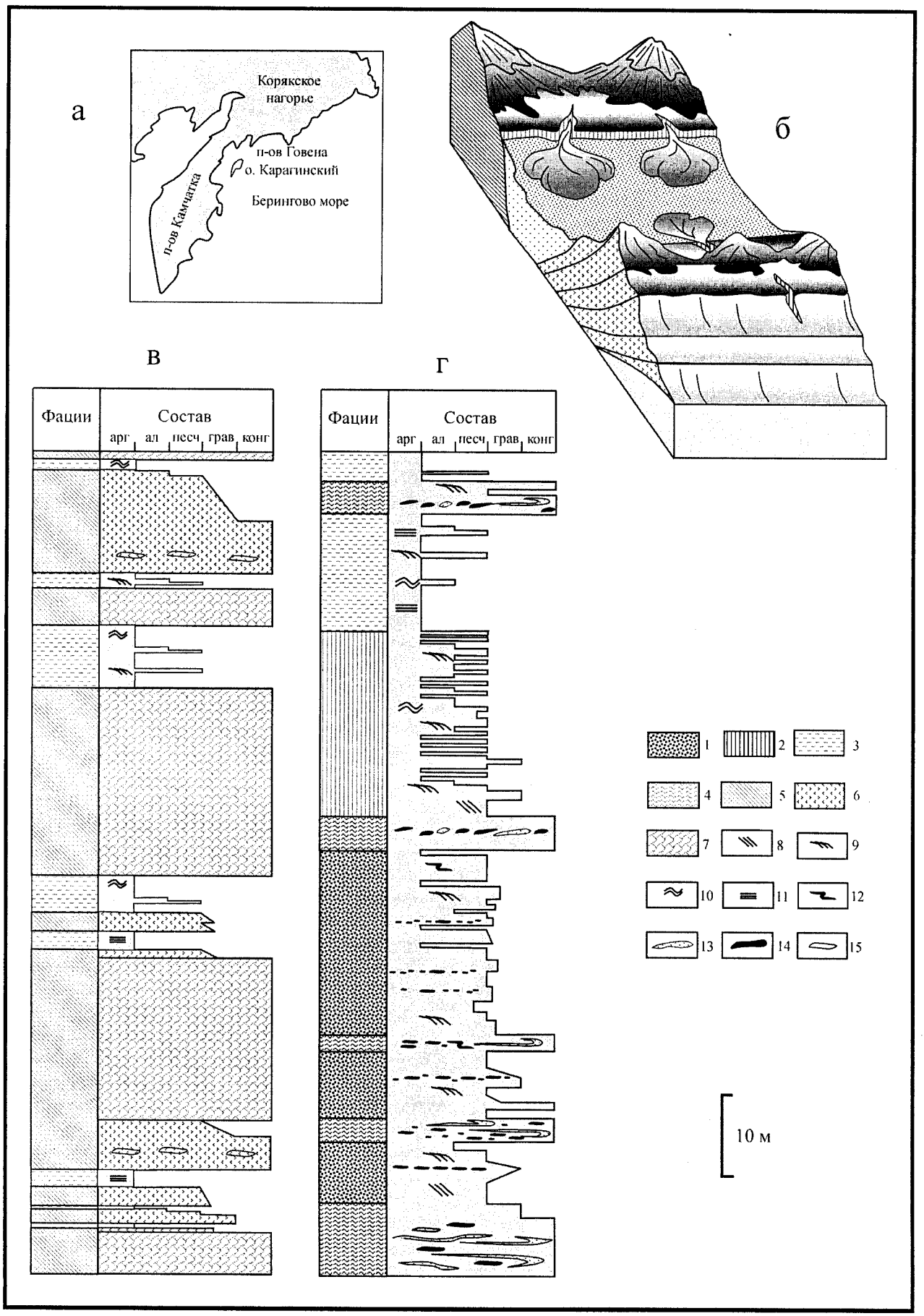
Рис. 2.24. Схема формирования сопряженных трансгрессивно-регрессивных осадочных последовательностей на флангах периферического поднятия, по [Catuneanu et al., 1997]

плиты по мере её изгибания выражается как налегание более молодых осадков на древние. Фациальным отражением удаления от области максимальной нагрузки является проявление в одновозрастных осадках признаков большей мелководности вплоть до субаэральных и аэральных обстановок. В надсубдукционных глубоководных бассейнах при удалении от континентального склона наблюдается смена проксимальных фаций дистальными при нарастании доли пелагического материала.

Асимметричность строения и различие источников материала на разных флангах бассейнов изгиба проявляются в формировании весьма характерных комплексов отложений преддуговых бассейнов. Эти бассейны представляют собой сложные структуры, компенсирующие как изгиб литосферной плиты, так и её растяжение, вызванное избыточным сжатием в аккреционной призме [Corrigan et al., 1990; Wesbrook et al., 1994]. Располагаясь между вулканической цепью и аккреционным поднятием, преддуговые бассейны испытывают влияние двух динамически и фациально контрастных обстановок, которые достаточно уверенно распознаются в геологической летописи.

Так, современную структуру Говенско-Карагинского блока Олюторской зоны Корякского нагорья слагают два смежных структурно-вещественных комплекса (СВК), ориентированных с юго-запада на северо-восток и граничащих по крупному тектоническому нарушению, причём юго-восточный СВК занимает в структуре нижнее положение (рис. 2.25 а). Эти комплексы представляются фрагментами латерального ряда структур, существовавшего в меловое-палеогеновое время в результате субдукции плиты Кула (или её части) под окраину палеоазиатского континента. Комплекс структурных, литологических, минералого-петрографических и палеонтологических данных позволяет связать

http://jurassic.ru/



http://jurassic.ru/

формирование северо-западного СВК с обстановкой преддугового бассейна, а юго-восточного – с аккреционной призмой [Чамов, 1991; 1996]. Изучение фациального и вещественного состава отложений северо-западного СВК позволило реконструировать два фланга преддугового бассейна, связанных, соответственно, с вулканической цепью и частью аккреционного сооружения (рис. 2.25 б).

Вулканические процессы происходили исключительно на северном фланге преддугового бассейна, где в основании склона вулканической цепи накапливались мощные подводные конусы вулканокластических и эффузивных отложений. Для разрезов этого фланга характерно частое появление шаровых базальтов и мощных (до 20 м) ступенчато-градационных тефроидных отложений с оползневыми текстурами в основании (рис. 2.25 в). Терригенные породы в таких разрезах редуцированы, что отражает обстановку, когда вулканические процессы определяли характер осадконакопления в прилегающих к вулканическим центрам частях осадочного бассейна. Несмотря на широкое развитие вулканогенных отложений, на этом фланге бассейна присутствуют и разрезы, не содержащие вулканитов, сложенные исключительно отложениями гравитационных потоков. Характер строения некоторых терригенных разрезов свидетельствует о существовании весьма мощных конусов выноса с хорошо развитыми ветвящимися руслами и лопастями разгрузки (рис. 2.25 г). Широкое развитие обвально-оползневых отложений может быть связано с тектонической нестабильностью области накопления осадков. Вероятно, гравитационные потоки, формировавшие такие конуса, проникали на значительное расстояние в глубину преддугового бассейна. Возможно, что часть сохранившихся в разрезах крупных распределительных русел служили каналами транзитной поставки вулканомиктовой кластики через преддуговой бассейн в океанический жёлоб.

В направлении южного фланга преддугового бассейна проявляется постепенная смена фациальных обстановок, отражающая снижение скорости гравитационных потоков. Анализ распределения фаций, ориентировки косой слоистости и оползневых текстур позволяют сделать вывод о направлении транспортировки обломочного материала и общем уклоне дна в южном направлении. На южном фланге преддугового бассейна вулканическая активность не проявлялась. Здесь, в основании морфологически выраженного поднятия тыловой части аккреционной призмы, также формировались подводные конуса, однако скорость гравитационных потоков была невысокой. В частности, резко редуцированы (по сравнению с разрезами северного фланга) фации крупных распределительных русел (см. рис. 2.25 г). Это отражает как ограниченную по сравнению с северным флангом область мобилизации кластики, так и меньшую амплитуду поднятия элементов палеорельефа.

Главным поставщиком материала в преддуговой бассейн безусловно являлась вулканическая дуга: в целом все породы имеют отчётливую известково-щелочную специализацию. Тем не менее, несмотря на общее сходство, вулканомиктовые песчаники разных флангов бассейна несколько отличны друг от друга. Ближайшими современными аналогами песчаников северного фланга являются пески из бассейнов обрамления океанических островных дуг. Песчаники юго-восточного СВК отличаются несколько большей химико-минералогической зрелостью, что может быть связано с их переотложением при аккреции и воздействием метаноносных флюидов аккреционной призмы. Вопросы преобразования осадочного вещества под влиянием химически агрессивных флюидов, генерируемых в аккреционных призмах, рассмотрены в работах [Chamov, Murdmaa, 1995; Чамов, Курносов, 2001; Чамов, 2002].

На активных континентальных окраинах влияние разных источников обломочного материала на накопление осадочных толщ может быть связано как с изменением геодинамической обстановки по мере эволюции окраины, так и с перемещением области седиментации в результате косого взаимодействия плит. Так, ОБ изгиба на океанической плите могут смещаться вместе с ней вдоль фронта континента или островной цепи, откуда реки и подводные гравитационные потоки поставляют кластику из разных источников.

Одним из характерных примеров является Тайгоносский сегмент Пенжинско-Анадырской аккреционной системы [Чамов, Андреев, 1997; Бондаренко и др., 2002]. Представленные в районе мыса Поворотный структурно-вещественные комплексы образуют сложный пакет тектонически обособленных пластин (рис. 2.26 а). Структурно-породные особенности этих пластин, и прежде всего фациальный и минералого-петрографический состав осадочных толщ, отражают обстановки их формирования и позволяют реконструировать их положение в пределах палеолатерального ряда структур.

Рис. 2.25. Реконструкция Говенско-Карагинского преддугового бассейна и характерные разрезы, по [Чамов, 1991; 1996]

а – положение Говенско-Карагинского блока в современной структуре западного континентального обрамления Берингова моря; б – реконструкция морфоструктуры преддугового бассейна; в – вулканогенно-осадочный разрез обрамления подводных вулканических построек (маастрихт-даний); г – осадочный разрез проксимальной части подводного конуса выноса (эоцен)

1–7 – фации: 1–6 – конусов выноса: *1* – распределительных каналов, *2* – лопастей конусов и намывных валов, *3* – периферических частей конусов, шлейфа и межканальных депрессий, *4* – оползней, *5* – вулканические, 6 – тефра и гиалокластиты; 7 – базальты; 8–11 – типы слоистости: *8* – крупная грубая косая, *9* – мелкая косая, *10* – параллельно-волнистая, *11* – горизонтальная; *12* – оползневые текстуры; 13–15 –фрагменты пород: *13* – песчаных, *14* – глинистых, *15* – кремнистых

http://jurassic.ru/

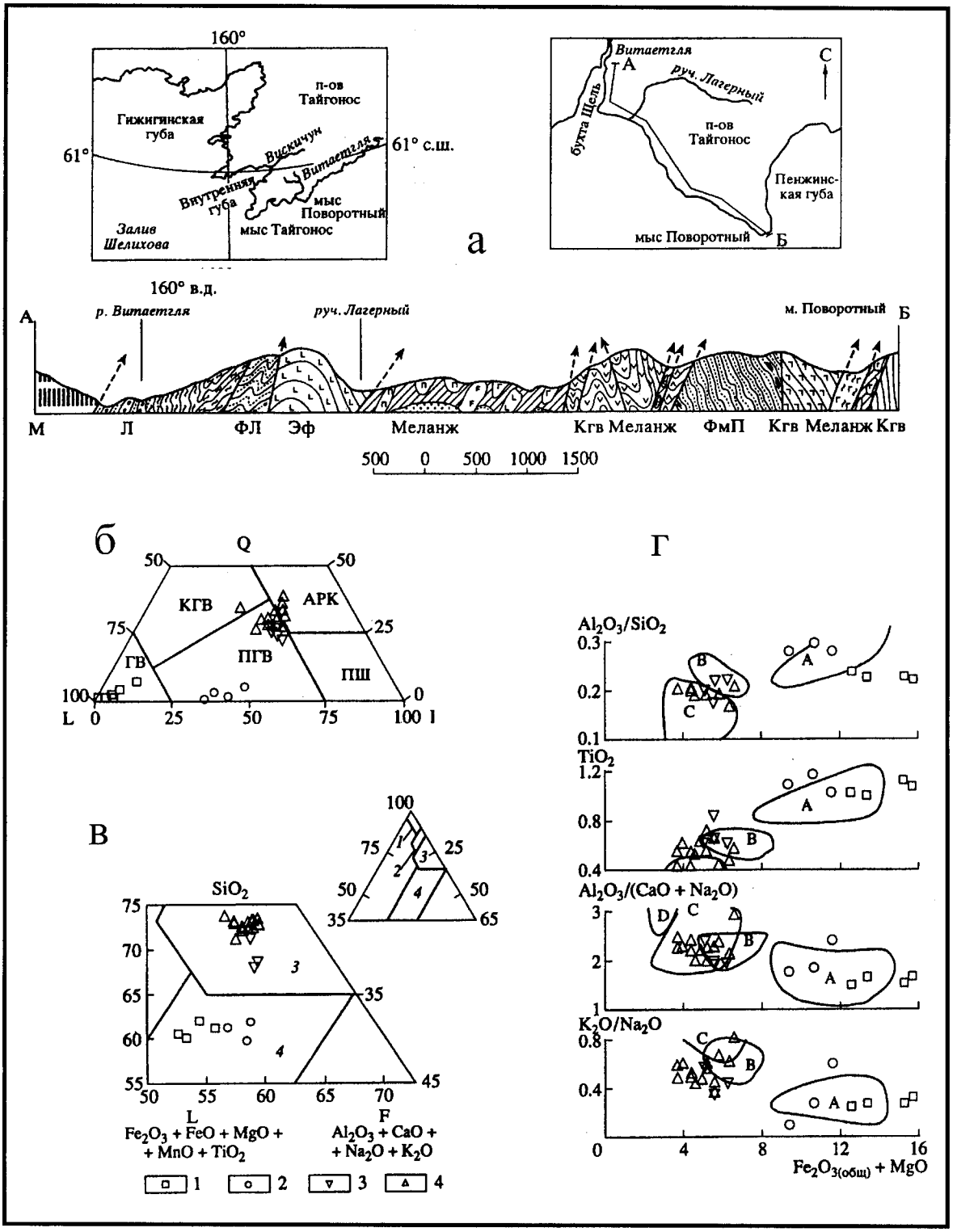


Рис. 2.26. Состав и обстановки накопления в среднеюрских-нижнемеловых осадочных комплексов п-ва Тайгонос, по [Чамов, Андреев, 1997]

а – положение района исследования и геологический разрез по линии А-Б. М–ФмП – названия толщ: М – мялекасынская, Л – лагерная, Эф – эффузивная, Кгв – кингивеемская, ФЛ и ФмП – флишевая: ФЛ – флиш Лагерный, ФмП – флиш мыса Поворотный; б, в – диаграммы состава песчаников: б – петрографического (%), по [Шванов, 1987]: Q – кварц, L – обломки пород, F – полевые шпаты, ГВ – граувакки, КГВ – кварцевые граувакки, ПГВ – полевошпатовые граувакки, АРК – аркозы, ПШ – полевошпатовые песчаники; в – петрохимического (вес. %), по [Коссовская, Тучкова, 1988]: 1-4 – песчаники: *1* – мономиктовые, *2* – олигомиктовые, *3* – полимиктовые, *4* – вулканомиктовые; г – диаграммы геодинамической принадлежности пород, по [Bhatia, 1983]: A, B – вулканические дуги: A – энсиматические, B – энсиалические; C, D – континентальные окраины: C – активные, D – пассивные

http://jurassic.ru/

В разрезе совмещены структурно-вещественные комплексы разного возраста и разной геодинамической принадлежности, являющиеся фрагментами ОБ, существовавших на среднеюрской – раннемеловой континентальной окраине. Основанием некоторых из этих бассейнов служила океаническая плита, фрагменты которой представлены в современной структуре юрско-меловыми кремнисто-базальтовыми образованиями кингивеемской толщи. На это указывают типично океанический состав толеитовых базальтов и глубоководный характер кремнистых отложений толщи.

Терригенные породы представлены средне-позднеюрской – раннемеловой флишевой, и готерив-барремскими мялекасынской и лагерной толщами. Изучение минералого-петрографического и петрохимического состава песчаников показало существенное отличие поствалянжинских лагерной и мялекасынской толщ от песчаников флишевой толщи. Песчаники лагерной и мялекасынской толщ состоят, в основном, из обломков средних и основных эффузивов с примесью пирокластического материала. На диаграмме распределения основных породообразующих компонентов точки составов песчаников тяготеют к стороне LF, что свидетельствует об отсутствии привноса терригенного материала (рис. 2.26 б). В песчаниках флишевой толщи минеральные зёрна преобладают над обломками пород и на диаграмме QLF точки их составов тяготеют к границе полей полевошпатовых граувакк и аркозов (см. рис. 2.26 б). На диаграмме классификации псаммитов по соотношению главных оксидов песчаники лагерной и мялекасынской толщ занимают поле вулканомиктовых, а песчаники флишевой толщи – полимиктовых пород (рис. 2.26 в). На интерпретационных диаграммах геодинамической обстановки седиментации песчаники лагерной и мялекасынской толщ тяготеют к полям энсиматических островных дуг, тогда как песчаники флишевой толщи никогда не попадают в это поле и группируются в полях энсиалических дуг и активной окраины (рис. 2.26 г).

Состав и строение толщ позволяют реконструировать обстановки их формирования и доминирующие источники обломочного материала. Отложения флишевой толщи накапливались за счёт сносимого с активной континентальной окраины обломочного материала. Мобилизация обломочного материала происходила в субаэральной континентальной обстановке, на что указывает присутствие в песчаниках углефицированного растительного детрита. Перенос реками обломочного материала на юго-восток к главному базису эрозии способствовал повышению его минералогической зрелости. Состав вулканогенных компонентов в песчаниках свидетельствует о существовании области субаэрального вулканизма. В основание континентального склона осадки переносились подводно-гравитационными потоками, при разрузке которых на поверхности морского дна формировался крупный конус выноса.

Состав средне-позднеюрских песчаников флиша мыса Поворотный (см. рис. 2.26 а) и позднеюрских-ранненеокомских песчаников флиша Лагерного указывают на относительную неизменность источника обломочного материала в течение длительного интервала времени. Однако тектонические обстановки в области сносимого материала менялись. Так, в средней юре субаркозовые осадки флиша мыса Поворотного накапливались на породах океанической плиты. В поздней юре – раннем неокоме при накоплении Лагерного флиша сходный субаркозовый материал поступал в область проявления подводного островодужного вулканизма, на что указывает переслаивание терригенных пород, гиалокластитов и подушечных базальтов. Завершение развития островной дуги в поствалянжинское время привело к значительному расчленению рельефа и накоплению грубообломочных обвально-оползневых отложений лагерной толщи. С этой реорганизацией связано, вероятно, и появление морфоструктурного барьера, затруднившего поставку обломочного материала с континента.

Готерив-барремские исключительно вулканомиктовые песчаники мялекасынской толщи несут признаки одноактного быстрого захоронения. Высокая гидродинамическая активность подводно-гравитационных потоков, грубый состав и плохая сортировка обломочного материала, широкое развитие пластов амальгамированных песчаников толщи характерны для подводных конусов выноса междуговых и приостроводужных флангов преддуговых прогибов.

Таким образом, изучение фациальных особенностей и минералого-петрографического состава осадочных пород позволило реконструировать два контрастных источника обломочного материала. Первый источник, определивший накопление субаркозовых пород флишевой толщи, действовал в интервале времени от средней юры до раннего неокома и представлял собой активную континентальную окраину, в составе которой, вероятно, присутствовала сиалическая вулканическая цепь. Вторым источником обломочного материала служила энсиматическая островная дуга, существовавшая вплоть до готевского – барремского времени. С этим источником связано накопление вулканомиктовых граувакк лагерной и мялекасынской толщ.

Осадочные бассейны, связанные с коллизией континентальных плит, имеют много специфических и узнаваемых в геологической летописи черт. Важными для понимания динамических процессов являются передовые прогибы, развивающиеся на изгибаемой плите перед фронтом коллизионного сооружения (см. рис. 2.21 в). С передовыми прогибами связано накопление колоссальных по мощности осадочных толщ, которые становятся вместилищами гигантских месторождений углеводородов.

По поперечным размерам передовые прогибы сопоставимы с шириной складчатых сооружений, к которым примыкают. Резкие и интенсивные дислокации

http://jurassic.ru/

отложений развиты преимущественно со стороны надвигающегося горного массива. Поскольку эти нарушения сопутствуют накоплению осадков, они играют важную роль в их размещении и формировании фациального облика ОБ. На удалении от оси прогиба развиваются структуры второго порядка, связанные как с блоковыми движениями фундамента, так и с возможным перераспределением масс за счёт пластических деформаций (течения) горных пород. Как и в рифтовых поясах, поперечные нарушения разбивают ОБ изгиба на отдельные сегменты, находящиеся, как правило, на разных гипсометрических уровнях.

Главными источниками поступающего в прогибы обломочного материала являются горные сооружения, что приводит к накоплению весьма характерных формационных комплексов. Несмотря на существенные вариации размеров бассейнов, времени накопления толщ и принадлежности к той или иной климатической области, формационный состав осадочного выполнения передовых прогибов достаточно близок и представлен преимущественно молассовыми отложениями. Состав молассы может меняться как вдоль простирания передового прогиба, так и в разрезе. Например, для юга позднепалеозойского Предуральского передового прогиба характерным является формационный ряд из трёх типов моласс: сероцветной, соленосной и красноцветной карбонатной. Для северных районов характерны: морская сероцветная моласса, угленосная формация и красноцветная карбонатная моласса. При этом по латерали наблюдается отчётливая смена с востока на запад сероцветной морской молассы маломощной формацией депрессионной зоны, которая, в свою очередь, сменяется формацией барьерных рифов [Пущаровский, 1959]. В некоторых передовых прогибах (например, олигоцен-плиоценовом Предальпийском и миоценовом Предкарпатском) накапливаются своеобразные морские отложения, известные как шлировая формация. Такие отложения представлены сложным чередованием мергелей, глин и мелкозернистых песчаников, окрашенных в серые, зеленовато-серые и розовые тона.

Характерная континентальная моласса накапливается в Предгималайском передовом прогибе. Среднемиоценовые-нижнеплейстоценовые отложения этой молассы, известные как группа Сивалик, представлены песчаниками, конгломератами, глинистыми сланцами красноцветными в нижней части разреза [Pivnik, Khan, 1996]. Отложения содержат остатки млекопитающих, моллюсков, рыб и растений. Породы плохо сортированы, обычно косослоисты, имеют вид речных наносов, перенесённых стремительными потоками и отложенными в мелководных бассейнах. Основным источником обломочного материала служат гранитные массивы центральных Гималаев. Мощность отложений в прогибе достигает 5 км.

Для удалённых от горного сооружения (платформенных) флангов передовых прогибов характерны формация барьерных рифов и глубоководная глинисто-карбонатная формация зоны некомпенсированного прогибания, развивающиеся одновременно с молассой.

Некоторые закономерности развития структуры и поставки материала в передовой прогиб видны на примере современного Венецианского передового прогиба. Заложение этого бассейна связано с орогенической фазой ранней перми – мела, когда при столкновении Африки и Европы заложилась предопределившая строение бассейна крупная зона мегасдвига ЗСЗ - ВЮВ простирания [Massari et al., 1986]. Собственно формирование передового прогиба связано с надвигообразованием в Венецианских Альпах. Основные этапы развития бассейна показаны на рис. 2.27 а. В ходе развития бассейна ось его максимального прогибания постоянно смещалась на юг. В настоящее время этот небольшой (около 140 км) ОБ практически изометричен и со всех сторон окружён горными сооружениями, что определяет интенсивную поставку аллювиально-дельтовых осадков. Начиная с тортонского времени, то есть с того момента как складчатое сооружение хорошо оформилось морфологически, распределение дренажных систем определялось положением поперечных нарушений. В бассейне в это время накапливались характерные отложения континентальной молассы. Наиболее представительный мессинский осадочный комплекс мощностью около 1400 м сложен грубыми плохоокатанными конгломератами, переслаивающимися с озёрными осадками и отложениями прибрежных равнин (рис. 2.27 б).

По мере наступления области нагрузки и образования надвигов часть отложений бассейна изгиба тектонически отторгается от него и оказывается в составе межгорной депрессии. Эта явление представляется важнейшей чертой развития динамически активных систем, которыми являются ОБ изгиба. Межнадвиговые депрессии выступают в роли промежуточного пристанища обломочного материала на пути к осадочному бассейну. Они создают условия для геологически мгновенной реакции на тектоническое событие, поскольку при очередной реорганизации структурного плана сбрасывают в бассейн большие объёмы слабоуплотнённых осадков. С точки зрения формирования петрофонда, происходит рециклирование осадков в системе предгорный прогиб – межгорная впадина. Примером такого явления служит история накопления верхней (плиоценовой – плейстоценовой) части свиты Сивалик в Шингарском хребте северо-западного Пакистана. Нижняя (миоценовая) часть свиты Сивалик (около 3 км мощностью) была отложена текущим в южном направлении палео-Индом (2.28 а). Заложение срыва Солт Рейндж и начальное воздымание по нему надвиговой пластины привели к разделению речной системы на западную и восточную ветви (2.28 б). В ходе дальнейшего образования надвигов Шингарский хребет превратился в главный местный водораздел, служивший локальным источником

http://jurassic.ru/

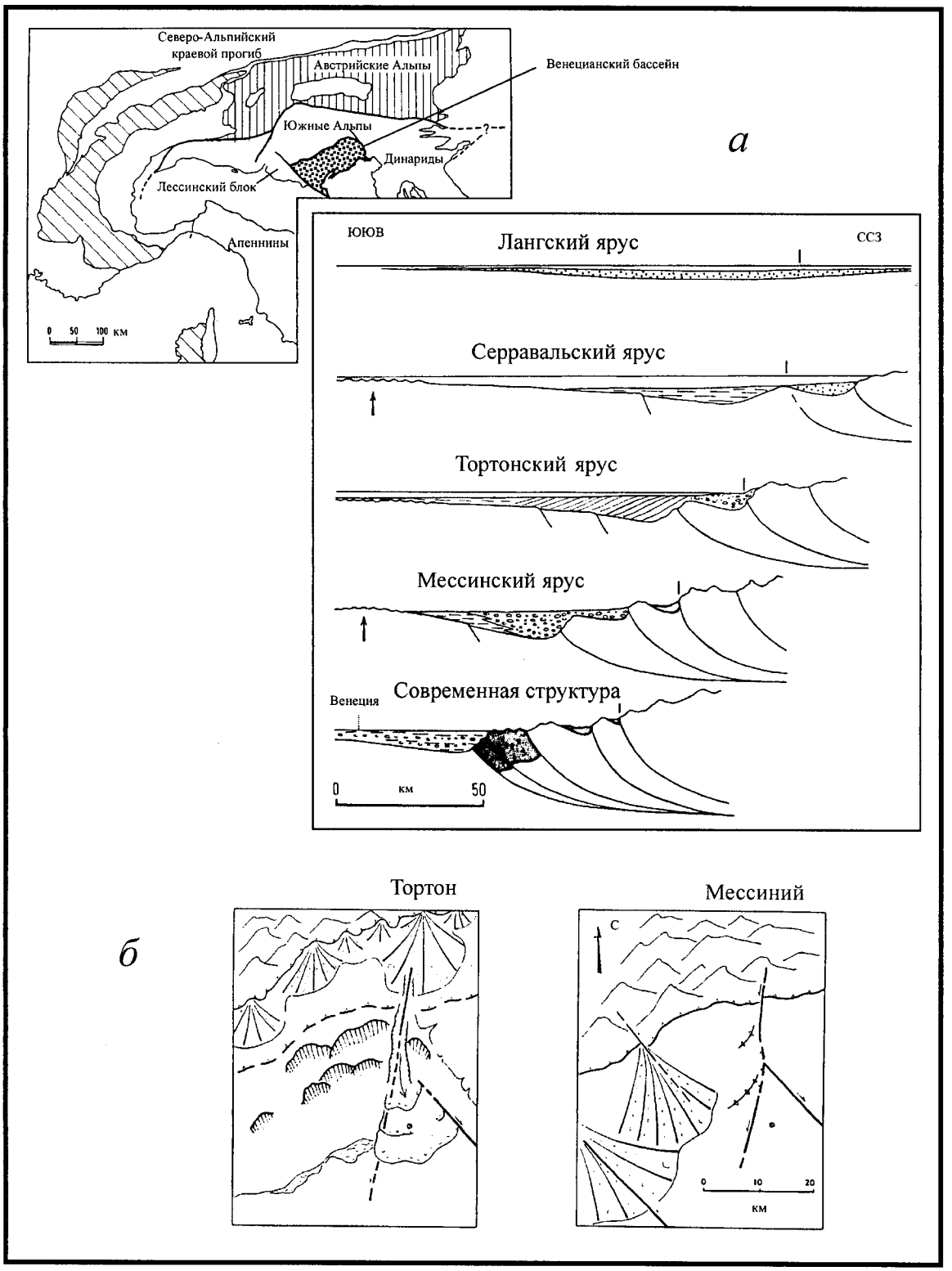


Рис. 2.27. Основные этапы развития (а) и роль трансформных нарушений в ориентировке дренажных систем Венецианского передового прогиба (б), по [Massari et al., 1986]

грубого обломочного материала. Смена рельефа привела к слиянию отдельных пролювиально-аллювиальных конусов вдоль подножия растущей горной цепи, то есть к формированию аккумулятивной предгорной равнины (бахады) (рис. 2.28 в). Продолжительность такой трансформации невелика. Подъём Шингарского хребта и смещение области накопления осадков из бассейна нагрузки на предгорную равнину межгорной впади-

http://jurassic.ru/

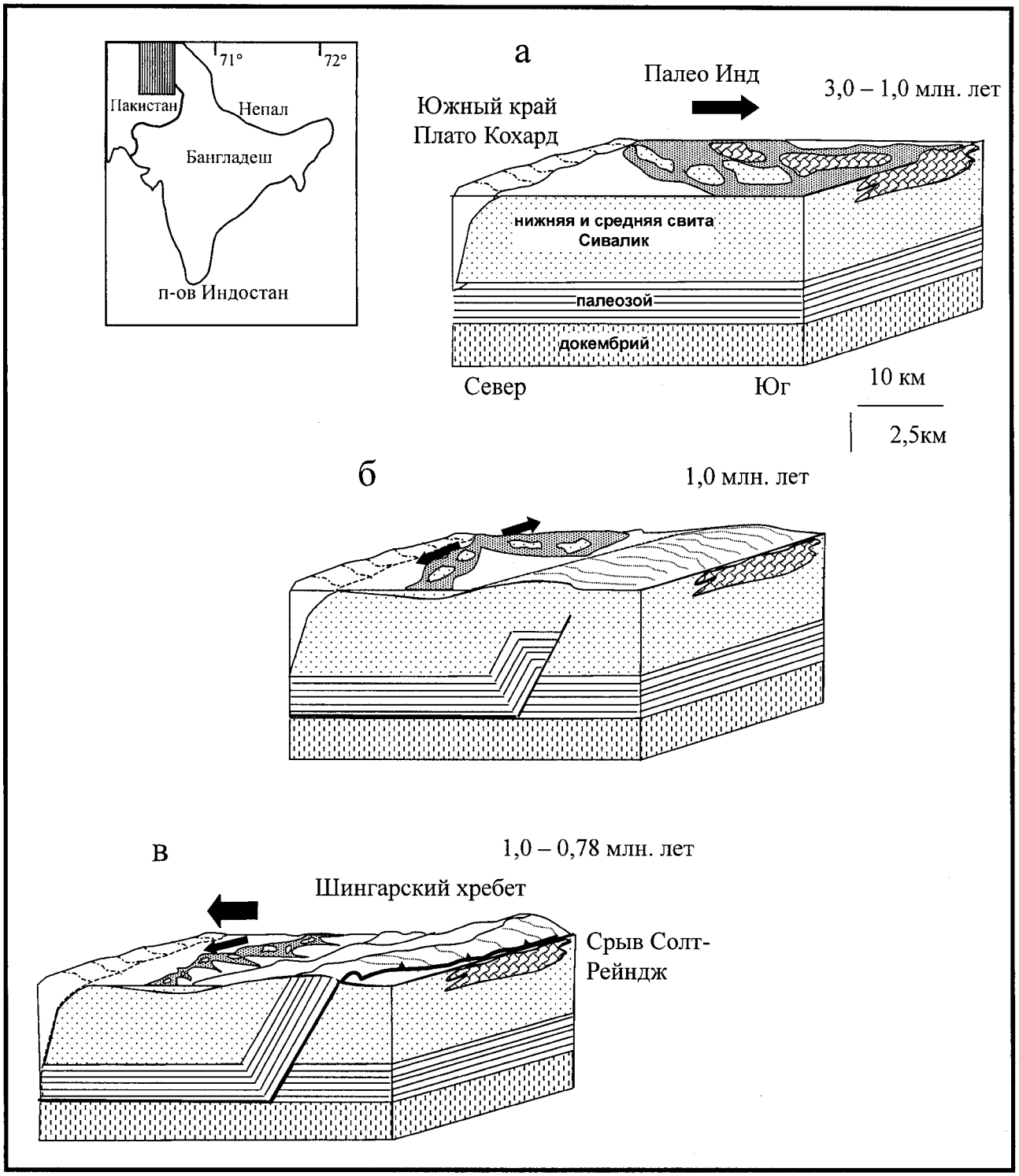


Рис. 2.28. Схема трансформации при надвигообразовании части Предгималайского передового прогиба в межгорную впадину, по [Pivnik, Khan, 1996]

ны надвинутого по срыву Солт Рейндж блока произошло в интервале 1 – 0,78 млн. лет, то есть в течение около 220 тыс. лет [Pivnik, Khan, 1996].

Хотя все ОБ изгиба по морфологии и из-за непосредственного соседства с крупными источниками обломочного материала весьма благоприятны для накопления осадков, скорость седиментации в них существенно варьирует, что прекрасно видно на примере надсубдукционных ОБ – океанических желобов.

Изучение вещественного состава осадков в желобах показывает, что большая часть материала связана с размывом либо сопряженных островных дуг, либо с

http://jurassic.ru/

горными массивами континентального обрамления. Скорости денудации этих областей определяются сложным взаимодействием таких факторов как климат, колебания уровня моря, скорость вертикальных тектонических движений и вулканическая активность. Высокие скорости осадконакопления установлены, например, в Аляскинском (200 см/тыс.лет), Центрально-Американском (146 см/тыс.лет) и Вашингтонско-Орегонском (до 300 см/тыс.лет) желобах. Напротив, низкие и средние скорости седиментации присущи Алеутскому (около 14 см/тыс.лет), Курило-Камчатскому (20-30 см/тыс.лет), Перуанско-Чилийском (до 50 см/тыс. лет) желобам [Кукал, 1987].

Различия в скоростях накопления осадков обусловлены различной ролью турбидных (мутьевых) потоков в этих бассейнах. Там, где активность потоков высока, скорости седиментации достигают десятков и сотен см за 1000 лет. В других бассейнах, где преобладает седиментация пелагического типа, скорость накопления осадков составляет несколько сантиметров за 1000 лет.

Важное и несомненное влияние (по крайней мере в течение большей части кайнозоя) на скорости и объёмы поступления материала оказывала гляциальная цикличность. На примере желобов Алеутского и Нанкай отчетливо видно, что в периоды оледенения скорости осадконакопления существенно возрастали прежде всего за счет сноса материала турбидными потоками [Scholl et al., 1982; Pickering et al., 1993]. Скорости накопления осадков в Аляскинском жёлобе в плейстоцене оцениваются в 350 см/тыс.лет в течение ледниковых эпох и 200-300 см/тыс.лет в периоды межледниковий [Huene, 1974]. Влияние климатической зональности наблюдается и в Перуанско-Чилийском жёлобе, где скорость седиментации возрастает в высоких широтах.

Поскольку океанические желоба представляют собой геодинамически активные ОБ, разработана концептуальная модель о их возможном динамическом равновесии [Helwig, Hall, 1974]. Согласно этой модели, в условиях динамического равновесия форма и объём образующегося в жёлобе осадочного тела остаются неизменными во времени. Равновесие достигается за счёт того, что поступление осадков в бассейн компенсируется выводом такого же количества материала из зоны внутреннего склона жёлоба за счет субдукции и (или) причленения к аккреционной призме.

Взаимоотношение объёмов осадков в последовательные моменты времени 1 и 2 можно представить графически на поперечном сечении зоны субдукции (рис. 2.29). Смещение фронта деформации со временем в сторону жёлоба связано с проградацией в этом направлении растущего аккреционного сооружения. Заштрихованная область А представляет осадки жёлоба, вовлекаемые в аккреционную призму в течение фиксированного отрезка времени. Заштрихованная область В обозначает осадки, накапливающиеся в желобе за этот же отрезок времени. В равновесных условиях площади областей А и В равны. При нарушении равновесия из-за изменения скорости поставки материала или скорости его поглощения осадочный клин в

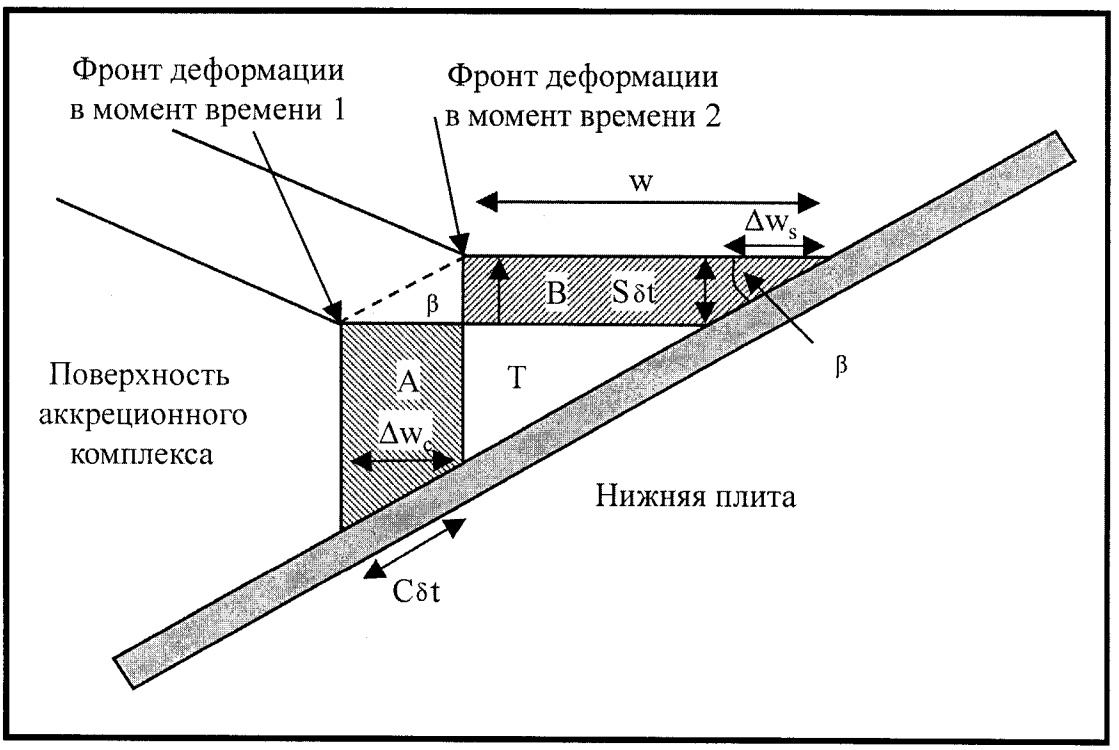


Рис. 2.29. Схема поперечного сечения зоны субдукции при условии динамического равновесия в последовательные моменты времени 1 и 2, по [Mountney, 1997]

http://jurassic.ru/

жёлобе испытает либо воздымание, либо сокращение вплоть до достижения нового состояния динамического равновесия. Уменьшение скорости поставки осадков, возрастание скорости субдукции или угла наклона субдуцирующей плиты приведут к уменьшению осадочного клина в желобе.

В простейшем виде модель равновесного состояния клина может быть представлена в следующем виде (см. рис. 2.29):

$$\Delta w = \Delta w_s - \Delta w_c = S\delta t/\tan\beta - C\delta t \cos\beta = 0 , \qquad (5)$$

где:

Δw – общее приращение ширины клина,

Δw_s – приращение ширины клина за счет поступления осадков,

Δw_c – компенсация приращения ширины клина за счет наступания внутреннего склона желоба,

C – скорость субдукции,

S – скорость поступления осадков,

δt – приращение времени,

β – угол наклона субдуцирующей плиты.

Угол наклона субдуцирующей плиты β определяет толщину осадочного клина в желобе T, его ширину W и, что наиболее важно, связывает скорость поступления осадков со скоростью субдукции:

$$S = C \sin\beta \qquad (6)$$

При равновесном состоянии клина скорость поступления осадков определяется исключительно скоростью субдукции и углом наклона погружающейся плиты. Следовательно, ширина клина не является переменной величиной для состояния равновесия. Зная три основных контролирующих параметра для отдельного жёлоба (скорость осадконакопления, скорость субдукции и угол наклона плиты), можно проверить соответствие жёлоба расчетным параметрам модели, т.е. оценить степень его динамического равновесия. Проведенный анализ 12 желобов показал явное отклонение 10 из них от состояния равновесия [Mountney, 1997]. В этих неравновесных желобах скорость осадконакопления практически на порядок меньше, чем необходимо для достижения равновесия по приведенной выше формуле. Например, для восточной части Алеутского жёлоба при скорости субдукции 57 км/млн. лет при угле наклона плиты 10° для достижения равновесия требуется скорость осадконакопления в 99 см/тыс.лет. В то же время, измеренная по данным бурения скорость накопления осадков составляет только 17,5 см/тыс.лет [Kulm et al., 1973].

Таким образом, в настоящее время большинство глубоководных желобов недосыщены осадками и выполняющие их осадочные клинья уменьшаются в размерах. Наблюдаемые объёмы крупных аккреционных комплексов, вбирающих в себя отложения желобов, позволяют предположить, что во многие современные желоба в течение большей части кайнозоя осадки поступали более интенсивно, чем в настоящее время.

Можно оценить интервалы времени, требующиеся для достижения равновесия в осадочном клине. Если допустить, что поступление осадков в жёлоб (в широком смысле) находится под влиянием колебаний уровня моря, то время для достижения равновесия определяется продолжительностью эвстатических циклов, которые оцениваются в 10^4 - 10^5 лет [Haq, 1991]. За это время осадки должны быть мобилизованы в эродируемой области и перенесены в необходимом для достижения равновесия объёме в основание континентального склона. Скорость субдукции океанических плит представляется величиной более инертной и оценивается свыше 10^6 лет. Следовательно, после нарушения равновесия в осадочном клине жёлоба за счет изменения скорости поставки и/или субдукции новое равновесие может быть достигнуто не более чем за 10^5-10^6 лет [Karig, 1971].

2.2.4. Строение и модель формирования Среднерусского авлакогена

Изложенные в предыдущих разделах примеры строения осадочных бассейнов разной геодинамической природы отражают многообразие факторов, влияющих на характер развития и конечный облик этих сложных многокомпонентных систем. Как следствие, разработка модели, согласующей свойства объекта исследования с современным уровнем представлений о характере реализации геологических процессов, должна опираться на сведения из разных областей геологических наук: тектоники, литологии, геофизики, геохимии, петрологии и палеонтологии.

В данном разделе приводятся результаты комплексного изучения Среднерусского авлакогена. В трёх частях изложены полученные средствами разных дисциплин данные о современном строении авлакогена, приведён обзор процессов, на связь с которыми указывает строение объекта, и предложена теоретическая модель заложения и развития Среднерусского авлакогена.

2.2.4.1. Строение Среднерусского авлакогена

Геологическое положение и структура Среднерусского авлакогена.

Среднерусский авлакоген является стержневой структурой Центральнорусской трансплатформенной зоны. В плане эта территория раскрывается со стороны Предтиманского прогиба на юго-запад в сторону Полесского прогиба и ограничена крупными кристаллическими массивами (геоблоками) цоколя Русской плиты – Белорусско-Балтийским и Кольско-Карельским с северо-запада, Воронежско-Украинским и Волго-Камским с юга и юго-востока (рис. 2.30). В пределах трансплатформенной зоны отмечается наиболее низкое гип-

http://jurassic.ru/

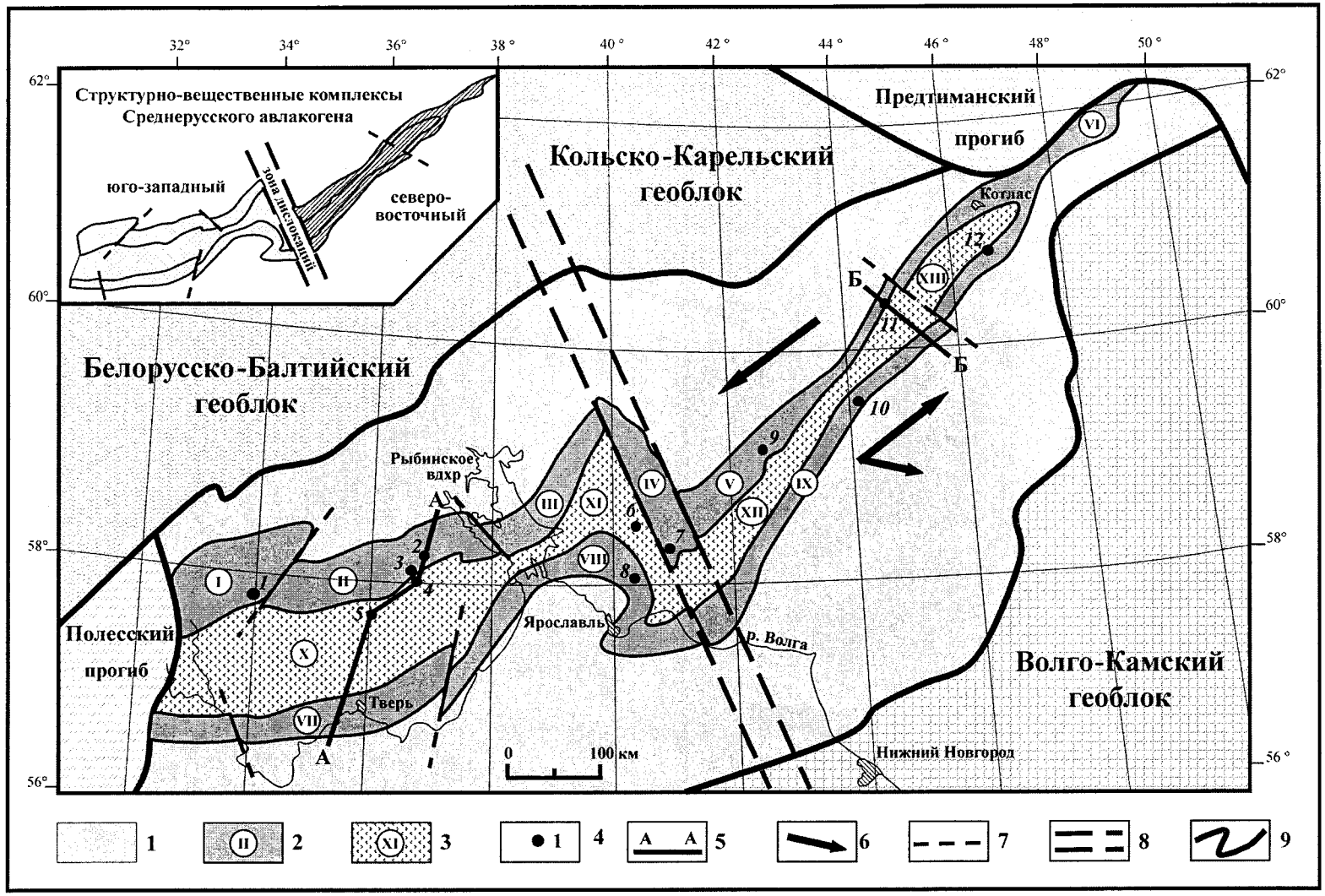


Рис. 2.30. Схема строения Среднерусского авлакогена по поверхности фундамента, по [Капустин и др., 2001]. Названия геоблоков приведены по [Garetsky et al., 1995]

1 – Центральнорусская трансплатформенная зона; 2, 3 – элементы триады авлакогена: 2 – позднерифейские прогибы, осадочные бассейны: I – Крестцовский, II – Молоковский, III – Кесьминский, IV – Любимский, V – Солигаличский, VI – Котласский, VII – Тверской, VIII – Даниловский, IX – Дмитровский; 3 – центральное антиклинальное поднятие, выступы: X – Торжокский, XI – Вологодский, XII – Преховский, XIII – Лузский; 4 – скважины: *1* – Бологоевская, *2* – Северо-Молоковская, *3* – Молоковская-1, *4* – Молоковская-3, *5* – Максатихинская, *6* – Лежская, *7* – Любимская, *8* – Даниловская, *9* – Солигаличская, *10* – Рослятинская, *11* – Бобровская, *12* – Великоустюгская; 5 – положение геологических профилей, показанных на рис. 2.31; 6 – направление движения в позднем рифее геоблоков цоколя Русской плиты; 7, 8 – поперечные тектонические нарушения: 7 – внутренние, 8 – сквозные; 9 – границы крупных структурных элементов фундамента Русской плиты

http://jurassic.ru/

сометрическое положение поверхности кристаллического фундамента, совпадающее с осевой частью заложившейся в позднем венде Московской синеклизы. Кора здесь относительно утонена по сравнению с другими крупными составляющими элементами Русской плиты и имеет протерозойский возраст консолидации. Трансплатформенную зону интерпретируют как результат распада палеосутуры, образованной за счёт коллизионных [Милановский, 1976; Аксёнов, 1998; Костюченко и др., 1995; Костюченко, Солодилов, 1997; Минц (устное сообщение, 2003)] или аккреционных [Владимирова и др., 2001] процессов.

Среднерусский авлакоген является достаточно сложным, но парагенетически единым структурным ансамблем, в составе которого присутствуют прогибы (осадочные бассейны) и выступы кристаллического основания Центральнорусской трансплатформенной зоны. В морфоструктурном отношении Среднерусский авлакоген представляет собой триаду генетически сопряжённых структур – центрального антиклинального поднятия метаморфических пород и обрамляющих его протяжённых прогибов, выполненных верхнерифейскими неметаморфизованными осадочными породами [Чамов и др., 2002]. В плане триада имеет отчетливо веерообразную форму: из единой депрессии (северо-восточнее г. Котласа) прогибы расходятся в юго-западном направлении, образуя северную и южную ветви авлакогена. Соответственно, ширина центрального поднятия возрастает от 25 км на северо-востоке (восточный фланг Преховского выступа и восточное периклинальное замыкание Лузской седловины) до 100 км на западе (Торжокский выступ). Ширина прогибов также возрастает в юго-западном направлении. Поперечными нарушениями прогибы разделены на отдельные осадочные бассейны, которые находятся на разных гипсометрических уровнях. Характер взаимоотношения бассейнов и разделяющих выступов свидетельствует о левосдвиговых транстенсионных движениях при раскрытии бассейнов. Бассейны северной ветви, как правило, шире и глубже нежели южные бассейны. В обеих ветвях (в северной ветви особенно) бассейны асимметричны и ограничены относительно пологими листрического типа сбросами с северо-запада и крутыми нормальными сбросами с юго-востока. Существует тенденция к увеличению структурной глубины осадочных бассейнов от 1-2 км на юго-западном до 2-5 км на северо-восточном флангах авлакогена. Подошва верхневендских отложений, эрозионно срезающих и запечатывающих рифейские структуры Среднерусского авлакогена, уверенно выделяется по каротажу и получила название "высокоомный горизонт".

В средней части авлакоген осложнён крупной зоной дислокаций, придающей ему сигмоидальную форму. В пределах зоны установлены наиболее интенсивно метаморфизованные породы фундамента. В частности, Лежской скважиной вскрыты породы гранулитовой фации метаморфизма с характерным минеральным парагенезисом гиперстен+диопсид+плагиоклаз. Вдоль зоны отмечены динамометаморфические изменения пород осадочного чехла (например, Кубенская скважина). Зона дислокаций выходит далеко за пределы Среднерусского авлакогена и прослеживается от Токмовского выступа Волго-Камского геоблока к Онежским структурам, разделяющим Белорусско-Балтийский и Кольско-Карельский геоблоки. Хотя происхождение и время формирования этой зоны неясны, роль её в развитии и, возможно, последующих деформациях триады Среднерусского авлакогена представляется весьма значительной. Зона дислокаций служит границей раздела авлакогена на два крупных структурно-вещественных комплекса (СВК), которые отличаются морфологическими чертами, а также строением разрезов осадочного чехла и фундамента (рис. 2.30, врезка). Различия СВК подчёркиваются скоростными свойствами консолидированной коры под ними. Так, к западу от зоны дислокаций скорость граничных волн (V_g) по поверхности фундамента юго-западного СВК на 0,2-0,5 км/с ниже, чем к востоку [Владимирова и др., 2001].

Юго-западный СВК охватывает наиболее широкую часть Среднерусского авлакогена, расположенную между Полесским прогибом и зоной дислокаций. Осадочный разрез СВК мощностью до 1500 м слагают две терригенные толщи – нижняя преимущественно сероцветная и верхняя красноцветная. Толщи связаны постепенным переходом и образуют единый трансгрессивно-регрессивный осадочный цикл (рис. 2.31 а). В составе юго-западного фланга авлакогена выделяются два сегмента – Молоковский и Крестцовский. Названия сегментам Среднерусского авлакогена даны по именам главных ОБ северной ветви авлакогена. При этом подразумевается, что каждый сегмент включает полный набор структурных элементов триады; например, в строении Молоковского сегмента участвуют Молоковский и Тверской бассейны, разделённые Торжокским выступом (см. рис. 2.30). Ширина триады нарастает в сторону Крестцовского сегмента, однако структурная глубина бассейнов (мощность верхнерифейских отложений) сокращается. Возраст габбро-диабазов (?) из дайки в борту Крестцовского бассейна оценен в 1,245-1,345 млрд. лет [Золотов, 1982].

Северо-восточный СВК приурочен к наиболее узкой части Среднерусского авлакогена, расположенной к северо-востоку от зоны дислокаций. Бассейны здесь структурно и вещественно близки между собой и в данной работе рассматриваются как единая совокупность – Солигаличско-Котласский сегмент (см. рис. 2.30). Мощность осадочного разреза достигает (а, возможно, и превышает) 2500 м (рис. 2.31 б). Несмотря на значительную мощность осадочных пород, красноцветные отложения в этой части авлакогена отсутствуют и разрез представлен терригенной преимущественно сероцветной толщей трансгрессивно-регрессивного строения. По фациальным признакам толща аналогич-

http://jurassic.ru/

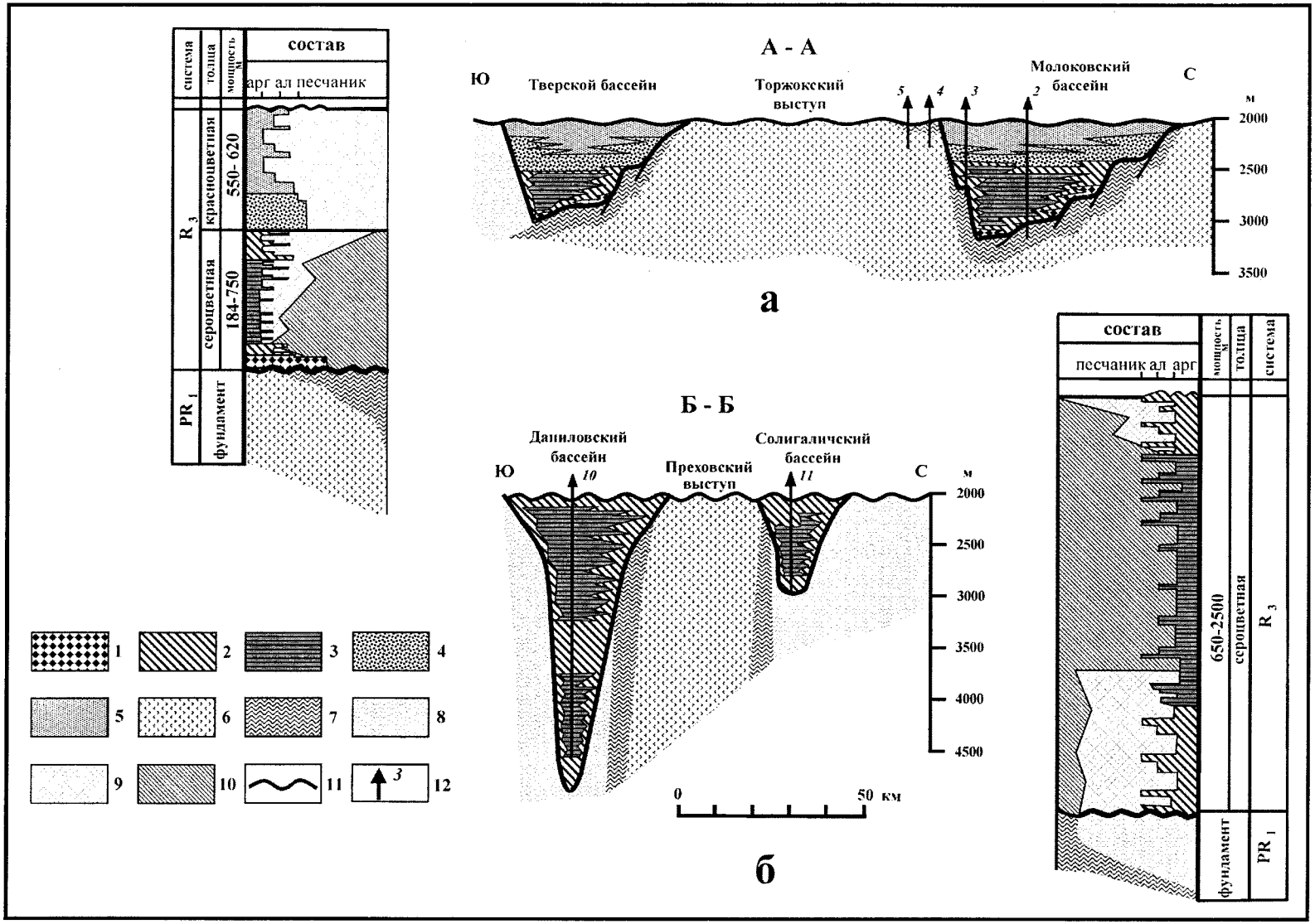


Рис. 2.31. Геологические разрезы и схемы сопоставления сводных разрезов юго-западного (а) и северо-восточного (б) структурно-вещественных комплексов Среднерусского авлакогена. Положение разрезов и названия скважин см. рис. 2.30

1–5 – фации: 1 – пиразломных депрессий, 2 – мелководных озёр, 3 – глубоководных озёр, 4 – прибортовых частей межгорных прогибов, 5 – осевых частей межгорных прогибов; 6–8 – тектонические элементы фундамента: 6 – нижняя пластина, 7 –тектонический меланж, 8 – верхняя пластина; 9, 10 – ассоциации кластогенных акцессорных минералов: 9 – фоновая, 10 – обогащённая эпидотом; 11 – эрозионные границы; 12 – скважины

http://jurassic.ru/

на сероцветным отложениям юго-восточного СВК. По этой причине сероцветные отложения обоих СВК в дальнейшем рассматриваются как одна толща.

Состав пород триады Среднерусского авлакогена. Метаморфические породы, слагающие центральное поднятие триады, представлены в различной степени мигматизированными ортоамфиболитами, мигматитами и бластомилонитами.

Ортоамфиболиты, слагающие основной объём антиформы, представлены преимущественно массивной тёмно-зелёной до чёрной средне-крупнозернистой породой, сложенной кристаллами роговой обманки и плагиоклаза. Порода, как правило, несёт явные признаки мигматизации, выраженные прежде всего в появлении пойкилобластовых структур прорастания кварца в кристаллах роговой обманки и плагиоклаза. Характерны новообразования рудного минерала (ильменита или титаномагнетита), апатита, сфена и эпидота. Наблюдаемый состав породы, отсутствие в роговой обманке зональности, кайм минерализации, реликтов пироксенов (или других минералов) в ядерной части кристаллов, позволяет предположить, что ортоамфиболит образовался по магматическим породам семейства габбро.

Мигматиты и бластомилониты образуют небольшой мощности (около 350 м) зону тектонического меланжа, которая присутствует на склонах центрального поднятия и в основании сопряжённых с ним прогибов (см. рис. 2.31 а). Породы тектонического меланжа несут характерные признаки пластического течения. Главной текстурной чертой меланжа является обволакивание бластомилонитами относительно массивных мигматитовых блоков, причём между этими породами наблюдаются постепенные переходы: гнейсовидные текстуры затухают (вырождаются) по мере проникновения бластомилонитов в глубь массивных пород. Характерное для меланжа незакономерное чередование составляющих его пород отражено в керне многих скважин. Полосчатость в бластомилонитах ориентирована обычно под крутыми (40-75°) углами к горизонту и всегда резко несогласно по отношению к вышележащим неметаморфизованным осадочным толщам. По данным Ю.Б. Коновальцева (экспедиция №2 УГГП "Спецгеофизика", Эммаус), под многими осадочными бассейнами авлакогена сейсмическими методами выявляется специфический тип коры – низкоскоростной (5–5,7 км/с) отчетливо стратифицированный пласт мощностью 300-350 м. Ниже этой зоны и на центральном поднятии триады стратификация геофизическими методами не устанавливается, а пластовая скорость возрастает до 6,2 км/с. Бурение Северо-Молоковской параметрической скважины показало, что этот пласт соответствует породам тектонического меланжа.

Мигматиты представлены относительно массивными крупнозернистыми розовато-серыми породами с крупными (до 2,5 см) порфиробластами микроклина и плагиоклаза. Широкое развитие гранобластовых структур основной массы указывает на преобладание процессов плавления при их образовании. Текстура часто очковая, участками полосчатая, сходная с таковой в бластомилонитах. В составе пород преобладают кварц, полевой шпат, роговая обманка, биотит и сфен. Среди акцессориев установлены апатит, циркон, сфен, анатаз и хлорит. Присутствие оторочек гранулированного кварца по краям крупных кристаллов кварца и полевых шпатов отражает влияние динамометаморфизма. На это же указывает и широкое развитие структур динамического течения. Изотопный возраст циркона пород по верхнему пересечению дискордии с конкордией составляет 2496±9,2 млн. лет и отвечает времени формирования протолита [Цветков и др., 2002].

Бластомилониты представлены микрополосчатыми темно- и светлосерыми, розоватыми крупнозернистыми биотит-амфиболовыми гнейсами гранобластовой и лепидогранобластовой структуры. Реликты первичной породы представлены порфирокластами измененных калиевых полевых шпатов и плагиоклазов, сходных с таковыми в мигматитах. В породах наблюдаются характерные признаки механического давления и нагревания, что выражается в появлении сланцеватых и очковых текстур, разрушении крупных зёрен с образованием мозаичных структур, перекристаллизации и обилии катаклазированных зёрен кварца. В составе породообразующих минералов преобладают кварц, полевой шпат, роговая обманка, биотит, эпидот и сфен. Из акцессорных минералов наиболее характерны апатит и циркон. Среди новообразованных минералов преобладает микроклин, который встречается как в порфиробластах, так и в основной массе. Специфической и характерной особенностью минерального состава бластомилонитов является обилие сфена и эпидота, развитых за счёт разрушения амфиболов и входящих в состав породообразующих минералов.

Сфен обычно присутствует в скоплениях кристаллов по периферии амфиболов, но нередко представлен и отдельными всегда свежими ромбовидными кристаллами. Изотопный возраст сфена в бластомилонитах Северо-Молоковской скважины составил 1,75 млрд. лет [Цветков и др., 2002]. Соответствие точки измерения изотопного состава сфена конкордии свидетельствует о том, что он является новообразованным минералом, изотопная метка которого была сформирована в результате последнего метаморфического события. Температура закрытия U-Pb системы в сфене соответствует 650-700°С, что позволяет оценить и температурный интервал формирования бластомилонитов.

Эпидот присутствует в виде идиоморфных (часто зональных) кристаллов, пространственно приуроченных к амфиболам или биотиту. Часто округлые или сильно корродированные реликты последних включены в кристаллы эпидота. В то же время, на контактах с кварцем и плагиоклазом в эпидоте присутствуют изви-

http://jurassic.ru/

листые границы. Такое взаимоотношение указывает на порядок кристаллизации: роговая обманка+биотит – эпидот – кварц+полевой шпат. Подобный минеральный парагенезис, в котором эпидот ведёт себя как поздний магматический минерал, установлен в ряде постколлизионных гранитоидов и получен при экспериментальном плавлении синтетического гранодиорита, что позволяет оценить температуру процесса в 680-710°С [Zen, Hammarstrom, 1984].

Как мигматиты, так и бластомилониты, по химическому составу относятся к породам гранитоидного ряда, связанным с коллизионными процессами. На геодинамической диаграмме [Batchelor, Bowden, 1985] фигуративные точки составов этих пород образуют плотное непрерывное облако, вытянутое от поля 2 (коллизии) к полю 3 (постколлизионного поднятия). Поскольку внутри облака (на этой и других привлекавшихся диаграммах) точки составов пород перекрываются и не обнаруживают какого-либо тренда в изменении состава при переходе от мигматитов к бластомилонитам, можно предположить изохимический характер приведших к бластомилонитизации процессов динамометаморфизма.

Породы меланжа прорваны маломощными дайками пород основного состава. Проведённый Т.Б. Баяновой (Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты) по результатам Sm-Nd анализа расчёт модельного возраста плагиоклаз-роговообманкового лампрофира (спессартита) из дайки Северо-Молоковской скважины показал, что реальный возраст дайки не может быть древнее 1 млрд. лет.

Осадочные породы позднерифейского возраста известны только в прогибах триады, где они с резким угловым несогласием налегают на породы тектонического меланжа. Для осадочных пород характерны многочисленные микросбросы. Широко проявлены следы тектонического запрокидывания накопленных отложений, когда параллельнослоистые разности пород наклонены под некоторыми (до 10-12°) углами к горизонту.

Проведённое А.Ф. Вейсом (ГИН РАН, Москва) изучение объёмных форм микрофоссилий из пелитовых разностей сероцветных пород на всём простирании триады позволило отнести их к позднему рифею (каратавию), причём к относительно высоким его горизонтам [Чамов и др., 2003]. Полученные данные подтверждают выполненные ранее определения Е.Г. Брызгаловой (ЯНГР).

Анализ видового состава, размера и морфологических особенностей микрофоссилий позволил с палеоэкологических позиций подойти к реконструкции обстановок накопления осадков [Чамов и др., 2003]. Изученным пробам свойственно большое количество и разнообразие акритарх с аномально высоким содержанием тонкостенных микроостатков с выраженными следами бактериальной деструкции, которые обычно рассматриваются как остатки эукариотного фитопланктона. Это позволяет сделать вывод о достаточно тиховодных условиях обитания микроорганизмов в существовавшем здесь бассейне и его явной специфике по сравнению с эпиконтинентальными морскими бассейнами рифея. Характерные для протяженных мелководных шельфовых областей колониальные коккоидные микрофоссилии полностью отсутствуют в отложениях изученных бассейнов. Это свидетельствует о замкнутости водоёмов, приведшей к сокращению ареалов обитания палеобиоты. В пользу этого свидетельствует и незначительное содержание в анализируемой выборке нитчатых форм, трактуемых чаще всего как про- или эукариотный фитобентос. Таким образом, специфический характер микробиоты в наиболее глубоководных отложениях Среднерусского авлакогена может свидетельствовать в пользу обособленности осадочных бассейнов, что согласуется с полученными по результатам фациального анализа представлениями о полуизолированных озёрах.

По терригенно-минеральному составу осадочные породы песчаной размерности сходны в сероцветных и красноцветных отложениях. Песчаники полевошпат-кварцевые олигомиктовые и аркозовые с обломками пород фундамента гравийной размерности. Общая структурно-вещественная незрелость отложений свидетельствует о близости источников кластогенного материала. Состав глинистых минералов в песчано-алевритовых породах и аргиллитах поликомпонентный, гидрослюдисто-слюдисто-хлоритовый, часто с примесью каолинита и смешанослойных минералов. Различия в составе глинистого вещества пород отмечаются в разных бассейнах авлакогена. Так, в отложениях сероцветной толщи Солигаличского и Котласского бассейнов присутствует каолинит, тогда как в фациально аналогичных отложениях Дмитровского бассейна каолинит отсутствует. В отложениях Крестцовского бассейна помимо каолинита и слюдисто-гидрослюдистого терригенного материала присутствуют смешанослойный хлорит-смектит, тогда как в отложениях смежного с ним Молоковского бассейна преобладает иллит-смектит. Такое различие в составе глинистых минералов в отложениях различных бассейнов могло быть обусловлено изолированностью последних во время накопления толщ авлакогена.

В составе тяжелой фракции установлены гранат, циркон, эпидот, сфен, апатит, рудные минералы, турмалин и ставролит, что позволяет связать накопление этой ассоциации с размывом пород кристаллического цоколя Среднерусского авлакогена. Выявленная ассоциация очень устойчива и практически не зависит от положения в разрезе или в какой-либо части авлакогена. На фоне общего однородного состава тяжёлой фракции существуют интервалы её резкого обогащения кластогенным эпидотом свежего облика, содержание которого достигает 40 – 95%. Следует предположить, что во время накопления осадочных толщ авлакогена существовал источник кластического материала, который с определённой закономерностью поставлял в осадки

http://jurassic.ru/

огромное (в масштабах тяжёлой фракции) количество свежего обломочного эпидота. Логично предположить, что таким источником были рассмотренные выше бластомилониты тектонического меланжа, образованию которых сопутствовало широкое развитие кристаллического эпидота. Для проверки этого предположения был сопоставлен химический состав эпидота из песчаников верхней части базальных отложений Северо-Молоковской скважины и из подстилающих бластомилонитов тектонического меланжа. Определение состава на микрозонде CAMEBAX (аналитик Г.В. Карпова, ГИН РАН) показало полное химическое соответствие эпидота из осадочных и метаморфических пород, что подтверждает представления об эдафогенной природе кластогенного эпидота в сероцветной толще [Чамов и др., 2003].

Фациальный состав осадочных пород

Изучение структурно-текстурных особенностей вскрытых бурением осадочных пород позволило выделить фациальные типы отложений, накопленные под влиянием разных обстановок континентальной седиментации. В составе сероцветной толщи установлены три фациальных типа отложений (см. рис. 2.31 а, б).

Фация приразломных депрессий представлена пестроцветными конглобрекчиями с песчано-глинистым матриксом и прослоями пестроцветных алевролитов, аргиллитов, разнозернистых несортированных и плохосортированных песчаников, часто переходящих в гравелиты. Крупные обломки состоят из метаморфических пород фундамента, слагающего прилегающие части цоколя бассейна. Такие черты характерны для обвально-оползневых отложений, которые накапливаются в структурных ловушках в обрамлении тектонических уступов. Значительная пестроцветность отложений свидетельствует о субаэральной обстановке осадконакопления. Отложения фации тяготеют к поверхности раздела подошвы сероцветной толщи и фундамента. Мощность варьирует от 11 до 150 м.

Фация мелководных озёр представлена неравномерным переслаиванием темно-серых иногда бурых алевритистых аргиллитов и серых плохосортированных алевролитов. Характерны линзы и прослои светло-серых плохосортированных средне-мелкозернистых слабоглинистых песчаников. Слоистость мелкая линзовидная, горизонтальная, полого- и косоволнистая, часто прерывистая; присутствуют мелкомасштабные текстуры подводного оползания. Текстурные признаки свидетельствуют о том, что отложения фации накапливались в условиях подвижного мелководья под влиянием нестабильной динамики водной среды. Присутствие бурых окрасок пород свидетельствует о субаэральной обстановке осадконакопления. В сторону осевых частей осадочных бассейнов фация сменяется отложениями глубоких озёр. Такие же переходы прослеживаются и в вертикальном разрезе. Отложения фации установлены в основании и кровле разрезов сероцветной толщи обоих СВК в каждом отдельном прогибе, что и позволяет говорить о трансгрессивно-регрессивном характере седиментации. Кроме того, отложения фации тяготеют к тектоническим уступам в прибортовых частях прогибов, где они соседствуют с грубообломочными отложениями приразломных депрессий. Мощность фации значительно варьирует от 50-360 м в юго-западном СВК до 70-490 м в северо-восточном СВК.

Фацию глубоководных озёр слагают серые и темно-серые в различной степени алевритистые часто битуминозные аргиллиты и серые алевролиты с подчиненными прослоями средне- и плохосортированных средне-мелкозернистых светло-серых песчаников. Слоистость тонкая горизонтальная, иногда прерывистая, полого- и линзовидноволнистая. Обломочный материал окатан средне и плохо. Текстурные черты пород характерны для отложений центральных частей глубоких водоёмов, накопление которых определяется слабой подвижностью водной среды, хотя и при участии придонных течений. Отсутствие фракционированных глинистых осадков гемипелагического или пелагического облика в сочетании с плохой окатанностью и низкой степенью сортировки обломочного материала свидетельствуют в пользу озёрного генезиса этих отложений. Об этом же свидетельствует и быстрая их фациальная смена в направлении бортов бассейнов алевро-песчаными отложениями мелководных озёр. В юго-западном СВК мощность пород возрастает от 120 м в прибортовых до 540 м в центральных частях осадочных бассейнов, в северо-восточном СВК она достигает 2 км.

Красноцветная толща, известная только в юго-западном СВК, представлена двумя фациальными типами отложений (см. рис. 2.31 а).

Фация прибортовых частей межгорных прогибов представлена буро-красными или лилово-бурыми разнозернистыми несортированными неслоистыми гравелитистыми песчаниками. Присутствуют плохо-среднесортированные слабо глинистые песчаники с крупной косой однонаправленной слоистостью. В мелкозернистых песчаниках наблюдается мелкая косая штриховатая слоистость. Характерны частые вариации гранулометрического состава отложений с постепенными переходами между отдельными разностями. Грубые отложения характерны для подножий склонов (дебризных конусов выноса) межгорных прогибов. В тектоническом смысле эти породы представляют молассу, накопление которой, как было показано в предыдущих разделах, сопутствует орогеническим событиям в тектоническом развитии региона. Мощность отложений составляет около 200 м.

Фация осевых частей межгорных прогибов сложена неравномерно переслаивающимися плохосортированными красно-бурыми средне- и мелкозернистыми алевритистыми песчаниками, слюдистыми алевролитами и аргиллитами. Обломочный материал средне или

http://jurassic.ru/

плохо окатан. Слоистость в песчаниках и алевролитах горизонтальная, волнистая, косоволнистая, мелкая косая штриховатая. Характерны мелкие текстуры подводного оползания. Генетически отложения достаточно разнообразны; даже в пределах небольших интервалов, охарактеризованных керном, наблюдается парагенезис аллювиальных, волновых и относительно тиховодных отложений. Такие условия могли возникать в центральных, удалённых от склонов частях межгорных прогибов. Смена сезонов и вариации интенсивности тектонических процессов определяли нестабильность гидродинамического режима, приводили к появлению и исчезновению мелких озёр, временных русел и пойм. Видимая мощность отложений достигает 400 м.

Предпосылки для выбора модели развития Среднерусского авлакогена

Обобщая приведённые выше данные, можно выделить ряд важнейших закономерностей строения Среднерусского авлакогена, которые должны быть учтены при реконструкции истории его формирования:

- приуроченность Среднерусского авлакогена к поясу относительно утонённой коры;
- отсутствие подъёма поверхности Мохоровичича под прогибами авлакогена;
- отсутствие продуктов вулканической и гидротермальной деятельности, характерных для раздвиговых систем растяжения;
- кулисообразное сочленение осадочных бассейнов и их гипсометроически различное положение, характерные для сдвиговых систем растяжения;
- асимметричная форма прогибов, образованных при участии листрических и планарных сбросов;
- существование триады парагенетически сопряжённых структурных форм;
- участие в строении триады метаморфизованного основания и неметаморфизованного чехла;
- наличие широко распространённого тонкого пласта динамометаморфизованных пород переменного состава (тектонического меланжа), указывающего на существование в прошлом горизонтальных движений отдельных частей коры;
- веерообразная форма триады и большая глубина бассейнов северо-восточного фланга;
- наличие двух СВК в строении авлакогена;
- ненакопление осадков до позднего рифея на территории будущего авлакогена;
- наличие осадочных толщ раннего(?)-среднего рифея в структурах растяжения, обрамляющих Среднерусский авлакоген;
- соответствие химического состава мигматитов коллизионным и постколлизионным грантоидам;
- неодновременность вывода пород тектонического меланжа в область эрозии на разных частях авлакогена;
- сходные для всего авлакогена обстановки седиментации и развития палеобиоты;
- совпадение палеонтологического возраста осадочных пород и изотопного возраста дайки лампрофиров, указывающее на близость по времени проявления растяжения и заполнения осадками растущего пространства аккомодации;
- минералогическое и химическое родство кластических пород выполнения прогибов и кристаллических пород фундамента;
- сходство химического состава зёрен эпидота из осадочных и метаморфических пород;
- минералогическая замкнутость седиментационной системы;
- отсутствие признаков выветривания в породах тектонического меланжа, залегающего в основании бассейнов;
- регрессивная (от амфиболитовой к эпидот-амфиболитовой фации) направленность метаморфических преобразований в породах цоколя: исходная магматическая порода (габбро?) > ортоамфиболит > мигматит по ортоамфиболиту с признаками пластического течения > хрупкая тектоническая деформация.

Перечисленные закономерности, касающиеся положения Среднерусского авлакогена на Русской плите, строения и вещественного состава элементов триады, синхронности тектонических и осадочных процессов, отражают генетическую сопряжённость элементов структурно-породного ансамбля и позволяют подойти к выбору теоретической модели его формирования. Ранее, при изучении Молоковско-Торжокско-Тверского сегмента юго-западного СВК Среднерусского авлакогена было высказано предположение, что его формирование связано с крупномасштабными сдвиговыми процессами, которые сопровождались хрупким разрушением части верхней коры и выводом на поверхность глубинных метаморфизованных пород [Чамов и др., 2002]. Для оценки степени непротиворечивости этих представлений, полученных на весьма ограниченном материале и для небольшой части триады, в следующем разделе будут рассмотрены некоторые общие теоретические вопросы проявления простого сдвига.

2.2.4.2. Простой сдвиг и его геологические следствия

В широком смысле модель простого сдвига (simple shear) описывает субгоризонтальное тектоническое расслаивание реологически различных частей земной коры [Wernicke, 1981, 1985; Wernicke, Axen, 1988]. В геодинамических терминах простой сдвиг можно рассматривать как движение верхней тектонической пластины относительно нижней по изначально пологой (субгоризонтальной) поверхности внутрикорового срыва (как правило на границе верхней и средней коры, т.е. на глубинах около 10-15 км).

Пологую поверхность скалывания, вдоль которой происходят взаимодействие пород верхней и средней коры, вырождение крутопадающих разломов, компен-

http://jurassic.ru/

сация зияний от подворотов блоков, принято называть *детачментом* (дословно – рассоприкосновение). С физической точки зрения данная поверхность является границей областей хрупких (вверху) и пластичных (внизу) деформаций (см. также раздел 2.2.2.1). В геологической среде детачменты представляют собой относительно маломощные протяженные зоны интенсивного динамометаморфизма, образованные в условиях хрупко-пластичного течения пород. В зависимости от исходного типа пород и степени выраженности начальных директивных структур образующиеся при динамометаморфизме бластомилониты варьируют по облику. Однако общей тенденцией является сепарация первичного материала по степени компетентности слагающих компонентов на рассланцованный матрикс и заключенные в нём реликтовые и/или новообразованные порфиробласты.

Причиной возникновения относительного смещения верхней и нижней тектонических пластин является вертикальная неоднородность реологических свойств коры. В процессе растяжения нижняя тектоническая пластина (средние-нижние горизонты коры) испытывает пластические деформации и подвергается утонению без механического разрушения, тогда как верхняя пластина подвергается хрупкому разрушению (тектонической эрозии).

В реализации механизма простого сдвига выделяются два последовательных, но разных по энергетике и выражению этапа, причем один является предпосылкой для другого [Lister, Davis, 1989]. В ходе первого этапа происходит нарушение верхней коры, что приводит к появлению серии крутопадающих плоских разломов (проникающих на глубину до 15 км) и сопровождается крупноамплитудными сейсмическими событиями. Этот этап отвечает за 30-40% растяжения. Второй этап начинается после достижения некоторой (критической) величины растяжения хрупкой верхней коры, что вызывает нарушение изостатического и объемного равновесия. Восстановление нарушенного равновесия достигается за счёт перераспределения масс, в частности, за счёт заполнение возникающего зияния породными комплексами более глубоких уровней коры. Этот процесс вызывает антиформное воздымание и вывод на поверхность метаморфических пород детачмента и нижней коры.

Совместное нахождение этих пород в антиформах, сопряженных с бассейнами со срывом в основании, получило название комплекса метаморфического ядра (metamorphic core complex). Проблеме формирования комплексов метаморфических ядер посвящено огромное количество публикаций (см. главу 1). В России первое крупное обобщение по этой проблеме было выполнено Е.В. Скляровым с коллегами [1997]. В последнее время появляется всё больше данных о нахождении комплексов метаморфических ядер в разных тектонических областях, в том числе и в бассейнах с корой переходного и океанического типов. Например, в ходе недавних исследований с использованием эхолота, гравитационной и магнитометрической аппаратуры был выявлен очень крупный (120 × 57 км) комплекс метаморфического ядра в Филиппинском море [Fujioka et al., 2000]. Комплекс, образованный за счёт разрушения верхней тектонической пластины, приурочен к юго-западному флангу замыкания задугового рифта Паресе Вела (16° с.ш., 139° в.д.).

К настоящему времени многими авторами принято, что комплексы метаморфических ядер зарождаются в коре, утолщенной за счёт коллизионных или аккреционных процессов. В областях значительного растяжения, таких как Провинция Бассейнов и Хребтов [Coney, Harms, 1984] или Эгейская провинция [Sokoutis et al., 1993], комплексы метаморфических ядер начали развиваться спустя более чем 20 млн. лет после прекращения утолщения континентальной коры. Это время представляется достаточным для термальной релаксации утолщенной коры [Bartley, Glazner, 1985; Sonder et al., 1987]. Релаксация приводит к возникновению двухслойной системы, состоящей из 10-20 км хрупкой верхней коры и 30-40 км пластичной нижней коры, которая может быть частично расплавлена.

Утолщённая континентальная кора гравитационно нестабильна [England, 1982; Molnar, Chen, 1983]. Она может находиться в таком состоянии только за счет приложения внешних сил. Если граничные условия допускают гравитационное растяжение, термально ослабленная кора начинает плыть под своим собственным весом, что приводит к крупномасштабному растяжению с образованием рифтогенных структур [Buck, 1991].

Такое представление хорошо согласуется со строением и историей развития хинтерленда северо-американских Кордильер, где комплексы метаморфических ядер формируют синусоидальный по форме пояс поднятых метаморфических пород, который протягивается от южной Канады до северо-западной Мексики. Растяжение этой территории в третичное время и воздымание комплексов метаморфических ядер началось за 10-30 млн. лет до первоначального контакта между тихоокеанской и северо-американской плитами, приведшего к заложению и развитию трансформного сдвигового режима на границе Сан-Андреас – Провинция Бассейнов и Хребтов [Atwater, 1970]. Следовательно, растяжение произошло после интенсивного стресса и высоких скоростей конвергенции Ларамид, но до прекращения субдукции в позднетретичное время [Coney, 1978, 1980; Engebretson et al., 1982].

Характерным представляется различие времени деформаций в разных комплексах метаморфических ядер [Coney, Harms, 1984]. Например, время растяжения на равнине Снейк Ривер – эоцен, тогда как к югу от равнины – олигоцен-миоцен [Coney, 1980]. Рястяжение в обоих районах совпадает по времени с вулканическими событиями и внедрением мелких плутонов

http://jurassic.ru/

[Coney, 1980; Dickinson, 1981; Elton, 1976]. Магматический импульс представляется частью сложного узора постларамийской вулканической деятельности, которая, в целом, мигрировала с эоцена до олигоцен-миоцена в юго-восточном направлении [Armstrong, 1974; Lipman et al., 1971; Coney, Reynolds, 1977].

В настоящее время под Провинцей Бассейнов и Хребтов кора существенно утонена; мощность её составляет 20-30 км. Зная величину современного растяжения, можно оценить мощность коры в прошлом, увеличив современную толщину коры на величину, обратно пропорциональную растяжению. Такая работа была выполнена для территории Провинции Бассейнов и Хребтов [Coney, Harms, 1984]. Палинспастическая карта для постларамийского времени показывает наличие в это время на месте современного максимального растяжения крупного корового кряжа, который возник в результате телескопирования коры при аккреционном взаимодействии континентальной и океанической плит. Мощность коры того времени оценивается в 50-60 км. Кряж существовал до тех пор, пока не произошло снижение упругих свойств пород за счет постларамийской магматической деятельности и не был снижен региональный стресс благодаря уменьшению скоростей конвергенции в конце ларамийского времени [Coney, 1978; Engebretson et al., 1982].

Если эти построения верны, то коровый кряж должен был морфологически выражаться в палеорельефе. Ряд наблюдений подверждает это. Так, меловые-раннетретичные (предрифтовые) осадки или вулканиты крайне редки в осадочных бассейнах хинтерленда североамериканских Кордильер, тогда как эрозионные поверхности, непосредственно предшествовавшие среднетретичному вулканизму и растяжению, представлены повсеместно [Armstrong, 1968; Epis, Chapin, 1975].

Выходы комплексов метаморфических ядер трассируют широко развитые в кордильерском хинтерленде тоналиты и гранодиориты мелового-третичного возраста. В этих гранитоидах эпидот является главным поздним минералом, связанным с влиянием частичного плавления. В экспериментах с плавлением синтетического гранодиорита эпидот кристаллизовался вместе с биотитом и плагиоклазом при давлении 8 кбар в интервале 600-710°С в зависимости от содержания воды [Zen, Hammarstrom, 1984]. Этот интервал оказался полем стабильности эпидота в магматических условиях. При этом был установлен узкий (30°С) температурный интервал сосуществования эпидота и роговой обманки при одновременном растворении последней и кристаллизации эпидота.

Было предположено [Armstrong, 1983], что появление этих пород связано с плавлением корней утолщенной коры и имеет непосредственное отношение к инициации последующего растяжения. О принципиально важной роли расплава как внутренней неоднородности на границе перехода от хрупкой к вязкой коре говорят и результаты аналогового моделирования [Brun et al., 1994]. В прямоугольную коробку с одной подвижной стенкой помещались силикон и песок (рис. 2.32 а). Параметры выбранных компонентов соответствовали профилю напряжений в природных условиях [Davy, Cobbold, 1991]. Песок (материал Мора-Колумба) в этой модели имитировал хрупкий слой верхней коры, а силикон (ньютоновская жидкость) – вязкую нижнюю кору (рис. 2.32 б). По мере отодвигания подвижной стенки вещество начинало растекаться под влиянием собственного веса. В моделях, сложенных только гомогенными песком и силиконом, гравитационное растекание приводило к появлению монотонной системы отдельных блоков, поверхность раздела песок-силикон оставалась плоской и никаких местных подъемов вязкого слоя не возникало (рис. 2.32 в).

Подобие наблюдаемым в природе структурам с комплексами метаморфических ядер было достигнуто после введения на границе сред песок-силикон третьего компонента, имитирующего локальный ослабленный участок. Этот компонент имел вязкость $1{,}2 \cdot 10^3$ Pa·s, что имитировало присутствие в коре пластичной, частично расплавленной среды гранитного состава (см. рис. 2.32 а). В ходе растяжения крутопадающие (около 60°) сбросы, ограничивающие грабены и запрокинутые блоки, зарождались в зоне хрупких деформаций непосредственно над областью нахождения пластичной среды. По мере нарастания величины растяжения сбрососообразование быстро охватывало всю область хрупких деформаций, однако растяжение концентрировалось в одном из грабенов первой генерации. Наблюдалось вращение и выполаживание граничного разлома грабена вплоть до постепенного изгибания этой поверхности вверх, что позволяло подниматься куполу вязкого слоя (рис. 2.32 г). Эти новые деформации компенсировались листрическими сбросами в борту главного бассейна и крутыми нормальными сбросами, падающими к поверхности детачмента в периферическом бассейне.

Помимо подверждения представлений о зарождении комплексов метаморфических ядер в присутствии расплава, эксперимент имеет и ряд других не менее важных следствий. Во первых, эксперимент не учитывал остывания эксгумированной литосферы, что позволяет предполагать адиабатический характер процесса. Это допущение обосновывается двумя полевыми наблюдениями: 1) характерно быстрым подъемом комплексов метаморфических ядер [Davy et al., 1989; Buck 1991] и 2) сохранением метаморфических изоград в деформированных породах вокруг комплекса метаморфического ядра [Van Den Drieshche, Brun, 1992].

Во-вторых, рост антиформы не сопровождался деформацией подошвы силиконового слоя, что соответствует характерному для структур подобного типа субгоризонтальному положению поверхности Мохоровичича. Образование новых структур в изучаемой модели происходило исключительно в результате перераспр-

http://jurassic.ru/

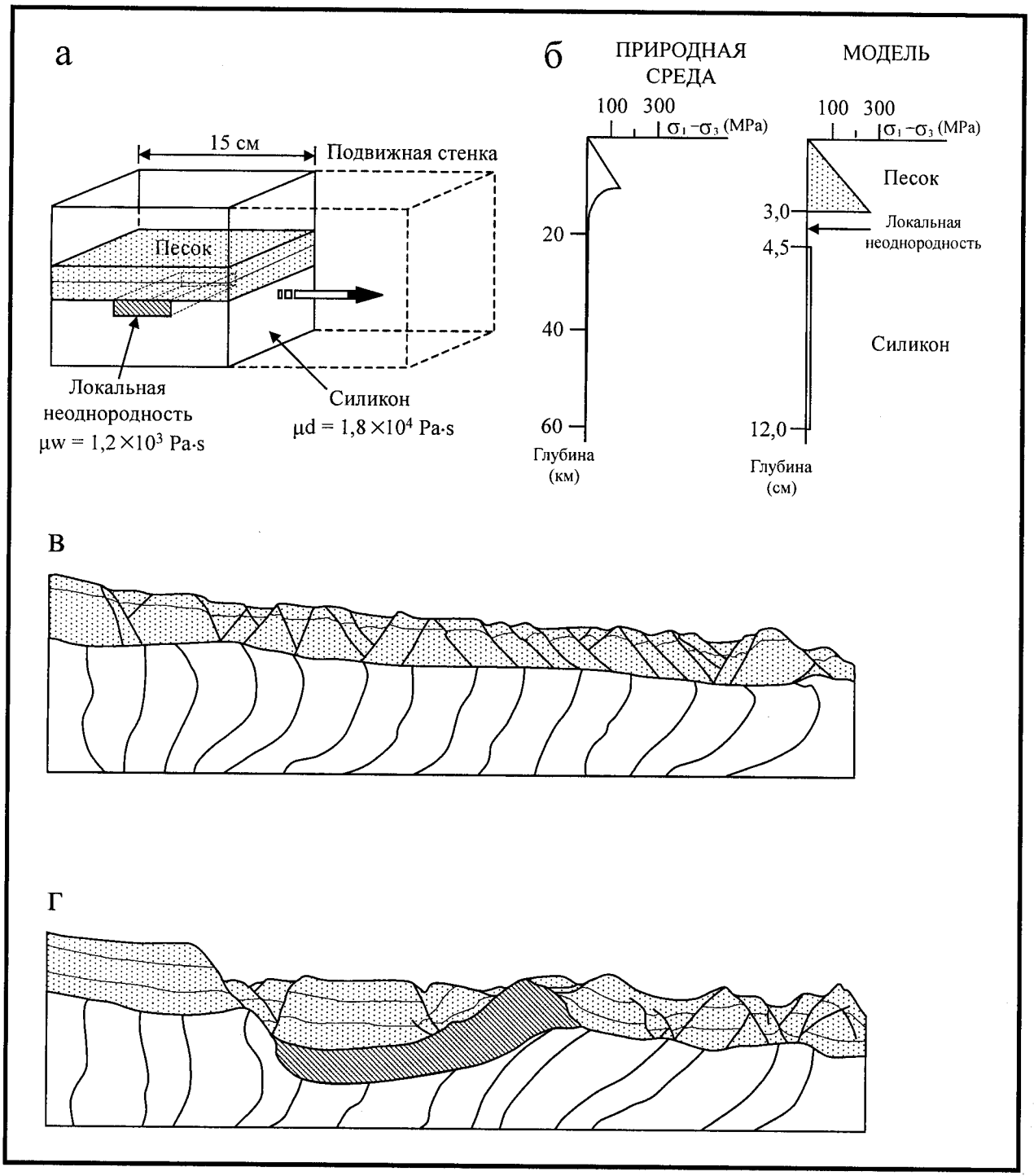


Рис. 2.32. Результаты аналогового моделирования, по [Brun et al., 1994]

а – принципиальная схема аналоговой модели; б – графики свойств природной и модельной сред; в – простая двухслойная модель; г – двухслойная модель с локальной неоднородностью

ределения постоянных объёмов разных по физическим свойствам материалов. Понятно, что природные процессы всегда оказываются сложнее любого эксперимента, однако в данном случае показана достаточность весьма небольшого набора факторов и материалов для формирования комплекса структур, сходных с таковыми при образовании комплексов метаморфических ядер.

В-третьих, эксперимент наглядно продемонстрировал генетически сопряжённое развитие возникающих структурных форм: растущей антиформы и компенсирующих деформации депрессий.

Существование триады структур – бассейнов в обрамлении антиформы комплекса метаморфического ядра установлено в последние десятилетия в разных

http://jurassic.ru/

тектонических областях. Весьма характерной представляется нижнемиоценовая система растяжения в центральной части пустыни Мохав США [Fillmore et al., 1990]. В строении системы участвуют три бассейна. Бассейн Тропико, связанный с изостатическим воздыманием лежачего плеча (флексурный), имеет изометричную форму и выполнен мелководными тонкозернистыми осадками. Бассейн центральной зоны проседания Пикхэндл имеет в плане форму сплюснутой линзы, сильно вытянутой перпендикулярно направлению общего растяжения, выполнен мощной толщей вулканогенно-осадочных отложений. Наличие грубозернистых отложений отражает существование в прошлом тектонических ограничений структуры. Бассейн Клюз, расположенный за антиформенным поднятием и тяготеющий к висячему блоку, оказывается по простиранию в разных сечениях как полу- так и полным грабеном, разбитым на отдельные сегменты поперечными сдвигами. Для осадочного выполнения этого бассейна характерны резкая фациальная изменчивость и положение более грубых осадков близ зон поперечных нарушений.

Обобщая приведённые данные по некоторым тектонотипическим областям, можно выделить следующие главные предпосылки и следствия реализации простого сдвига:

- наличие утолщённой коры;
- плавление в коре, связанное с выравниванием вещественной неоднородности;
- термальная релаксация переработанной коры с возникновением реологически расслоенной системы;
- существование к началу растяжения положительной формы рельефа, обусловившей ненакопление осадков и эрозию в течение длительного интервала времени;
- общее высокое положение территории;
- растяжение реологически слоистого гравитационно нестабильного массива утолщённой коры при появлении благоприятных условий;
- гравитационный характер растяжения (растекание) в сторону от стабильных частей (жёстких блоков) кратона;
- зарождение и развитие детачмента на глубине;
- смещение времени реализации простого сдвига по простиранию системы растяжения;
- формирование характерного ансамбля парагенетически сопряжённых структурных форм, включающего метаморфический цоколь и неметаморфизованные породы.

2.2.4.3. Модель геологического развития Среднерусского авлакогена

На основе приведённых в предыдущих разделах данных можно оценить вероятность становления Среднерусского авлакогена по сценарию формирования структурно-породных комплексов, связанных с реализацией простого сдвига. Принципиальными элементами сопоставления должны стать строение результирующего структурно-породного ансамбля, вероятная тектоническая предыстория авлакогена и характер растяжения в его пределах.

Структурно-породный ансамбль Среднерусского авлакогена

Структурная триада Среднерусского авлакогена является одним из важнейших признаков его развития по сценарию формирования комплексов метаморфических ядер. Характер тектонических нарушений, ограничивающих структурные элементы триады, соответствует представлению о том, что деформации коры при росте центрального поднятия компенсировались появлением обрамляющих его протяжённых прогибов – ветвей Среднерусского авлакогена. При этом лучше оформленный и более глубокий (по крайней мере в пределах юго-западного СВК) прогиб северной ветви авлакогена позволяет рассматривать его в качестве области главного погружения. Выше было показано, что при аналоговом моделировании процесса область главного погружения зарождалась над наиболее пластичной средой и в дальнейшем испытывала постоянное погружение по мере перераспределения масс, формирования антиформы и периферического бассейна [Brun et al., 1994]. Полагая, что прогиб южной ветви авлакогена является периферическим по отношению к области главного проседания, следует предположить, что по мере воздымания растущая антиформа смещалась в юго-восточном направлении. Такое допущение хорошо согласуется со строением сбросов: листрических на северо-западе и планарных на юго-востоке. Представления о раскрытии триады Среднерусского авлакогена в юго-восточном направлении согласуется с данными о движениях геоблоков цоколя Русской плиты. Так, С.Л. Костюченко и Л.Н. Солодилов [1997] приводят данные о смещении на юго-запад Балтийского мегаблока (объединяющего выделяемые в данной работе Белорусско-Балтийский и Кольско-Карельский геоблоки) при одновременном движении на юго-восток Волго-Уральского (Волго-Камского) мегаблока.

Генетическая сопряженность элементов триады отчётливо выражена в литолого-минералогических свойствах верхнерифейских осадочных пород. Седиментация происходила в континентальных условиях одновременно на всём протяжении авлакогена и сопутствовала заложению и развитию структурно обособленных бассейнов. В строении бассейнов значительную роль играли тектонические нарушения. Об этом говорят резкая фациальная изменчивость и наличие грубозернистых отложений. В сдвиговых системах такие отложения, как правило, приурочены к поперечным нарушениям, вдоль которых в бассейн проникают и быстро разгружают переносимый материал временные или постоянные водотоки (см. раздел 2.2.2.2). Идентичность состава осадочных пород в обоих прогиба авла-

http://jurassic.ru/

когена безусловно указывает на их формирование за счёт единого источника, которым, очевидно, являлись породы центрального поднятия триады.

Участие в строении триады авлакогена метаморфизованного цоколя и неметаморфизованного осадочного чехла соответствует сценарию развития простого сдвига по кордильерскому типу. Структурно-вещественной границей метаморфических пород нижней тектонической пластины и не затронутых процессами метаморфизма пород осадочного выполнения прогибов служат динамометаморфические породы тектонического меланжа, которые являются также и вещественным выражением зоны детачмента в Среднерусском авлакогене. Об этом свидетельствуют положение тектонического меланжа в структуре авлакогена, макро- и микро текстуры, вещественный состав и минеральные парагенезисы. Современное положение избежавших размыва фрагментов тектонического меланжа позволяет реконструировать характерную для комплексов метаморфических ядер пологоизогнутую кверху поверхность. Более детальная реконструкция позволяет аппроксимировать положение фрагментов детачмента Среднерусского авлакогена конической поверхностью с осью конуса по простиранию авлакогена и вершиной на его северо-восточном фланге. В породах отражены характерные признаки их образования в условиях хрупко-пластичного течения. В них отмечены характерные для тектонитов зон детачмента рассланцевание, разлинзование и сепарация первичного материала на матрикс и порфиробласты. По простиранию авлакогена тектонический меланж несколько варьирует по составу, что, вероятно, вызвано различиями подвергнутых динамометаморфизму пород.

Выше была показана сопоставимость термо-барических условий формирования пород тектонического меланжа Среднерусского авлакогена и кордильерских гранитоидов. Параметры экспериментального плавления и характерные температурные рамки формирования наблюдаемых минеральных парагенезов соответствуют условиям границы верхней и средней коры, т.е. глубинам около 10-15 км. Как уже отмечалось, при простом сдвиге эти глубины являются характерным уровнем заложения детачментов.

Вероятная тектоническая предыстория развития авлакогена

Комплекс рассмотренных стратиграфических, литологических и минералогических данных свидетельствует о том, что на месте современного положения Среднерусского авлакогена в допозднерифейское время существовала крупная положительная форма рельефа. Так, во первых, в прогибах авлакогена отложения древнее позднерифейских отсутствуют. Осадочные отложения верхнего рифея эрозионно с угловым несогласием налегают на метаморфические породы. Как было показано выше, наличие стратиграфических перерывов и широкое развитие эрозионных поверхностей являются характерными (если не обязательными) признаками развития области растяжения в преддверии вывода комплекса метаморфического ядра.

Отсутствие реликтов или продуктов размыва кор выветривания указывает на то, что на месте будущего заложения авлакогена находилась постоянно растущая форма рельефа. Рост этой формы, по всей видимости, отражает процесс тектонической эрозии верхней тектонической пластины в допозднерифейское время. В таком случае продукты размыва верхней пластины должны были сноситься в обрамляющие поднятие области. Действительно, мощные доверхнерифейские осадочные толщи присутствуют в структурах непосредственного обрамления Среднерусского авлакогена – ранне(?)-среднерифейских Мезенских структурах растяжения и Подмосковном авлакогене. Недавние специальные минералого-петрографические исследования показали, что средне-позднерифейские пестроцветные глинисто-алеврито-песчаные аркозовые толщи Подмосковного грабена могли накопиться в результате размыва кристаллических пород, слагающих обрамление Среднерусского авлакогена [Симанович, 2000; Костылева и др., 2001], то есть за счёт размыва реликтов верхней тектонической пластины.

Во-вторых, несмотря на разнообразие обстановок осадконакопления, существовавших на фоне становления Среднерусского авлакогена в поздем рифее, кластогенный состав породообразующих и акцессорных минералов оставался постоянным во всех осадочных толщах, выполняющих его прогибы. Такое постоянство говорит о неизменности источников обломочного материала. Накопление осадков в прогибах авлакогена было связано с первым циклом седиментации, т.е. с разрушением магматических и метаморфических пород. Особенно важную роль сыграло разрушение пород тектонического меланжа. Кластогенный состав осадочных пород авлакогена не изменился даже во время накопления красноцветной толщи, когда возросла роль процессов переотложения (рециклирования) осадочных пород. Такие условия могли возникнуть только в замкнутой седиментационной системе, где даже процессы переотложения носили внутриформационный характер. Гипсометрически высокое положение области заложения Среднерусского авлакогена хорошо объясняет отсутствие влияния внешних по отношению к ней источников кластики на формирование петрофонда верхнерифейских осадков. Как уже отмечалось, высокое гипсометрическое положение является характерной чертой областей крупномасштабного растяжения.

В-третьих, фациальный облик отложений свидетельствует о существовании в прошлом полуизолированных озёр и межгорных долин, что согласуется с представлением о замкнутом и поднятом положении области растяжения. В случае гипсометрически низкого положения рассматриваемой территории следовало

http://jurassic.ru/

бы ожидать площадного распространения морских или прибрежно-морских фаций.

В рассмотренных выше примерах тектонической предыстории Провинции Бассейнов и Хребтов было показано, что растяжению этой области предшествовало утолщение коры. Структурным выражением данного события стал коровый кряж – заметная в рельефе область гравитационно-нестабильной коры. Участие в формировании пород фундамента Среднерусского авлакогена коллизионных гранитоидов и приуроченность самого авлакогена к наиболее тонкой для Русской плиты коре (см. раздел 2.2.4.1) представляются весьма убедительными аргументами в пользу существования в средне-позднерифейское время крупного корового кряжа на территории, занимаемой в настоящее время Центральнорусской трансплатформенной зоной. Интересным следствием описанного выше сходства составов мигматитов и бластомилонитов тектонического меланжа является вывод об изохимическом характере процесса бластомилонитизации. Такие условия свидетельствуют о замкнутости метаморфической системы, которая могла возникнуть только в случае изолированности внутрикоровых процессов преобразования вещества от влияния мантийных расплавов. Наиболее вероятной областью существования этой системы могла стать граница раздела двух тектонических пластин, т.е. уровень раздела верхней и средней коры, что согласуется с данными анализа парагенезисов метаморфических ассоциаций.

Характер растяжения авлакогена

Ещё одним важным свидетельством сходства развития Среднерусского авлакогена с областями крупномасштабного проявления простого сдвига являются признаки проявления двух этапов растяжения, которые являются характерной чертой утонения континентальной коры [Lister, Davis, 1989; Леонов, 2001] (см. главу 1 и раздел 2.2.4.2).

В пределах Среднерусского авлакогена два этапа растяжения наглядно запечатлены в строении осадочных толщ юго-западного СВК, где наблюдается быстрый, но стратиграфически согласный переход от пестроцветных к красноцветным отложениям (см. рис. 2.31 а). Регрессивное изменение разреза, образно называемое в западной литературе переходом от флиша к молассе [Allen, Allen, 1990], отражает обмеление бассейнов, связанное, как и большинство осадочных событий, с тектоническими реорганизациями структуры. На сейсмических профилях (например, профили МОВ ОГТ 029301 и 029302 (см. рис. 2.31) видно, что толщи красноцветных отложений почти вдвое перекрывают по ширине толщи сероцветных отложений. Исходя из этого, можно сделать вывод о том, что интенсивность второго (более позднего) этапа растяжения превосходила интенсивность начального этапа. Это согласуется с представлением о большем масштабе растяжения в ходе заключительного этапа растяжения континентальной коры [Lister, Davis, 1989].

Отчётливые различия в ширине и мощности сероцветных толщ, выполняющих бассейны двух СВК, свидетельствуют о различной истории их формирования. Несмотря на сходный фациальный состав, сероцветные породы юго-западного СВК имеют сравнительно небольшую (до 750 м) мощность, тогда как в северо-восточном СВК их мощность возрастает почти втрое. Такое различие может отражать разные скорости погружения бассейнов и разную продолжительность седиментации на разных флангах. О некотором отличии геодинамических условий, а, следовательно, и вероятной разнице в скоростях развития структур свидетельствует и картируемая по сероцветным породам ширина бассейнов юго-западного фланга. Это позволяет предположить, что растягивающая составляющая на этом фланге была более значимой уже и в период накопления сероцветных отложений.

Другой принципиально важной особенностью разрезов юго-западного СВК является присутствие в их верхних частях мощных красноцветных толщ, которые полностью отсутствуют в разрезах северо-восточного СВК. Различия в строении разрезов могло быть обусловлено либо разными условиями накопления осадков в разных частях авлакогена, либо постседиментационным размывом красноцветных пород на северо-востоке авлакогена. В последнем случае следует предположить, что северо-восточная часть авлакогена испытала поднятие, например в ходе предвендской реорганизации структурного плана территории. В то же время, именно северо-восточная часть авлакогена расположена в той части Русской плиты, которая испытала наибольшее погружение. Кроме того, крайне трудно представить избирательный размыв только красноцветной части разреза при сохранении в нём всех сероцветных отложений, превосходящих по мощности, но фациально идентичных таковым в юго-западном СВК. Более логичным кажется предположение о том, что накопление красноцветных пород было связано со специфической историей развития юго-западного фланга авлакогена.

Почти вдвое бульшая по сравнению с сероцветными ширина распространения красноцветных отложений на юго-западном фланге свидетельствует об интенсивном растяжении на этом фланге, тогда как на другом фланге продолжали накапливаться сероцветные толщи. То есть существовавший с начала позднего рифея режим транстенсии на территории трансплатформенной зоны в определённый период заметно активизировался на юго-западном фланге растущей системы растяжения. Причину этому логично связать с разной величиной расхождения обрамляющего Центральнорусскую трансплатформенную зону ансамбля геоблоков. Действительно, развитие юго-западного фланга авлакогена определялось взаимодействием Белорусско-Балтийского и Воронежско-Украинского геоблоков, тогда как

http://jurassic.ru/

северо-восточный фланг находился под влиянием Кольско-Карельского и Волжско-Камского геоблоков (см. рис. 2.30). Мозаичное строение цоколя Русской плиты, различные размеры, свойства и положение геоблоков по отношению к границам должны были вызвать кинематически разные реакции отдельных частей плиты.

Несмотря на многие черты сходства с процессами развития комплексов метаморфических ядер, позднерифейский структурно-породный ансамбль Среднерусского авлакогена имеет ряд особенностей, которые могут свидетельствовать о несколько своеобразном стиле становления этой структуры.

Во-первых, в настоящее время отсутствуют достоверные данные о смещении по времени событий вывода комплексов метаморфических ядер по простиранию авлакогена. В разделе 2.2.4.2 было показано характерное различие (до 50 млн. лет) времени деформаций в разных частях по простиранию пояса комплексов метаморфических ядер в северо-американском хинтерленде [Coney, Harms, 1984]. Предполагая сходство механизма формирования Среднерусского авлакогена с таковым в тектонотипической области, следовало бы ожидать соответствия и в данном параметре развития этих территорий. К сожалению, современные возможности палеонтологических методов датирования рифейских событий ограничены и не позволяют сопоставить возрастные характеристики осадочных толщ в столь узком временном интервале рифейского времени. В то же время структурные, фациальные и минералогические признаки указывают на неодновременность вывода пород тектонического меланжа в область эрозии в разных частях авлакогена. Более того, можно достаточно уверенно говорить о смещении волны коровых деформаций в северо-восточном направлении от области максимального раскрытия триады авлакогена. Процесс этот полностью контролировался относительными движениями геоблоков Русской плиты. Возможно, что это структурно-породное смещение в пределах триады и является местным аналогом возрастного смещения при раскрытии кордильерского хинтерленда. Различия граничных условий в тектонически разных областях естественно привели к своеобразию конечных структур, возникших, тем не менее, по сходному сценарию. Ещё одно предположение вытекает из уменьшения возраста даек в северо-восточном направлении. Зная возраст даек в Крестцовском (1,3 млрд. лет) и Молоковском (1 млрд. лет) бассейнах и учитывая максимальное раскрытие Среднерусского авлакогена на юго-востоке, можно предположить и смещение растяжения во времени. Если это так, то возраст вскрытых Бобровской скважиной габбро-диабазов может оказаться менее 1 млрд. лет.

Во-вторых, существует проблема сопоставления длительности развития Среднерусского авлакогена и областей развития комплексов метаморфических ядер. Как следует из изложенных в разделе 2.2.4.2 примеров, средняя скорость вывода комплекса метаморфических ядер после завершения коллизионного события составляет первые десятки миллионов лет (10-50 млн. лет). Представим, что это время является характерным для рассматриваемых процессов (что, в принципе, никем и нигде не доказано). Тогда воздымание центрального элемента триады Среднерусского авлакогена должно было произойти не позднее 0,05 млрд. лет после вызванной коллизией мигматизации (возраст мигматитов по циркону соответствует 2,5 млрд. лет). В строении авлакогена это событие не отражено. Изохимически образованные по коллизионным мигматитам бластомилониты имеют изотопный (по сфену) возраст в 1,75 млрд. лет. Учитывая структурно-текстурные и петрологические свойства этих пород, со временем их образования можно связать относительное смещение верхней и нижних тектонических пластин, приведшее к формированию пород тектонического меланжа на уровне глубинного срыва (детачмента). Вывод детачмента на поверхность и появление триады следует связать с процессами растяжения (внедрением даек) и началом накопления осадков в прогибах.

Зная, что по расчётам Т.Б. Баяновой реальный возраст дайки, вскрытой Северо-Молоковской скважиной, не может быть древнее 1 млрд. лет, можно определить верхний временной рубеж начавшегося растяжения. Учитывая, что дайка не затрагивает осадочные породы, следует предположить, что седиментация в прогибах авлакогена началась позднее, то есть менее 1 млрд. лет тому назад. Такое предположение полностью согласуется с полученными при анализе микрофоссилий выводами о принадлежности изученных морфотипов наиболее высоким горизонтам верхнего рифея. Следовательно и заложение бассейнов (по крайней мере Молоковского сегмента триады) произошло менее, чем 1 млрд. лет назад.

Таким образом, временные интервалы основных тектонических событий в развитии авлакогена намного превышают характерные временные интервалы постколлизионного развития структур растяжения хинтерленда северо-американских Кордильер. Объяснений этому может быть несколько. Во-первых, даже не ставя под сомнение точность определения изотопных возрастов и учитывая небольшое количество проведённых определений, нельзя исключить существенных погрешностей, связанных с методикой пробоподготовки. Во-вторых, отмеченные различия во временных интервалах протекания геодинамически сходных процессов представляются вполне естественными в силу принципиального различия сопоставляемых территорий. Действительно, хинтерленд северо-американских Кордильер сформировался на коре переходного типа, где континентальная кора до этого не существовала. Напротив, Центральнорусская трансплатформенная зона, вмещающая в себя Среднерусский авлакоген, приурочена к центральной (осевой) части Русской плиты, где вряд ли имели место аккреционные процессы, характерные для

http://jurassic.ru/

западной окраины северо-американского континента в эоцене-олигоцене.

Возможность растяжения любой территории зависит не только от тектонической предыстории её развития, но и от благоприятных для растяжения условий на момент раскрытия этой области. Так, гравитационное растекание переутолщённой коры началось в хинтерленде после завершения фазы интенсивной аккреции. При этом в ряде работ, посвящённых истории этого процесса, указывается, что растяжение имело односторонний характер и происходило в сторону океана, поскольку с континентальной стороны область гравитационно нестабильной коры была ограничена жёстким континентальным блоком плато Колорадо [Parsons et al., 2002 и др.]. Предполагая возможность появления комплексов метаморфических ядер в центральных частях плиты, следует поставить это событие в зависимость от относительных перемещений составных элементов последней (геоблоков).

Этапы развития авлакогена

Суммируя изложенные выше данные, можно представить сценарий внутриплитного развития постколлизионных процессов. В ходе коллизии, например за счёт столкновения геоблоков цоколя Русской плиты, сформировался коровый кряж, в недрах которого произошли процессы, характерные для минералого-геохимического уравновешивания гетерогенной среды, в частности, мигматизация. После завершения фазы столкновения блоков наступил этап покоя, однако блоки в силу каких-то граничных условий не начали раздвигаться и в течение долгого времени оставались на своих местах. При этом в породах кряжа должна была завершиться термальная релаксация напряжений, приведшая к расслоению вещества коры на верхнюю (хрупкую) и нижнюю (более пластичную) части. Другими словами, реологически расслоенный, остывший комплекс пород избыточно утолщённой коры, в котором могли (и должны были) создаться предпосылки для реализации простого сдвига, в дальнейшем оставался единым сооружением из-за неподвижности ограничивающих его геоблоков. Реализация растяжения оказалась возможной около 1 млрд. лет назад, когда относительные движения блоков обрамления кряжа обусловили появление режима транстенсии.

В истории становления триады Среднерусского авлакогена можно выделить ряд важнейших этапов.

Этап 1 (2,5?-1,75 млрд. лет) объединил последовательность важнейших событий тектонической предыстории Среднерусского авлакогена. Коллизионное взаимодействие геоблоков цоколя Русской плиты на этом этапе привело к утолщению коры и формированию выраженного в рельефе корового кряжа (палеосутуры), располагавшегося на месте современной трансплатформенной зоны (рис. 2.33 а). Аномальные свойства коры привели к её плавлению и мигматизации с последующей термальной релаксацией и возникновением реологически расслоенной гравитационно-нестабильной системы. В конце этапа (1,75 млрд. лет) произошло образование тектонического меланжа по постколлизионным мигматитам. Возможно, что это событие сопровождалось некоторым растяжением и даже привело к заложению примитивной сдвиговой системы и некоторому воздыманию (началу воздымания) детачмента (рис. 2.33 б). В то же время, доминирующий режим транспрессии не допустил растяжения неравновесной системы корового кряжа. Достигнутое к концу этапа нестабильное стационарное состояние поддерживалось наличием в обрамлении кряжа жёстких геоблоков.

Этап 2 (1,3-1 млрд. лет) характеризовался возрастанием растягивающей составляющей при сдвиге, то есть переходом системы растяжения к транстенсивному режиму. На этом этапе началось преобразование примитивной сдвиговой системы в сдвиговую зону значительной ширины. Тектоническая эрозия части верхней тектонической пластины привела к поступлению наиболее пластичных пород нижней пластины в образуемое зияние. Деформация в связи с ростом антиформы и её компенсация прогибами обрамления привели к зарождению триады сопряжённых структур. В строении сдвиговой зоны, несколько расширявшейся на юго-запад, участвовали глубокие кулисообразные пулл-апарты и узкая перемычка антиформы.

Этап 3 (1-0,65 млрд. лет.) ознаменовался резко выраженной преимущественной транстенсией на юго-западном фланге системы растяжения, что вызвало перемещение в эту область бульшего объёма метаморфических пород (рис. 2.33 в). Рост антиформы сопровождался уничтожением существовавших структурных форм и латеральной проградацией бассейнов вслед за растущим пространством аккомодации. По мере расширения бассейны становились мельче, что соответствует закономерностям распределения упругих волн: сокращению амплитуды волны с конечной площадью поверхности по мере роста её длины (рис. 2.33 г). Северо-восточный фланг авлакогена испытывал на этом этапе прогрессивное погружение, что могло быть вызвано оттоком нижнекорового материала на юго-запад. Активизация процессов растяжения в конце этого этапа отражена в некотором расширении осадочных бассейнов этого фланга и накоплении пестроцветных отложений мелководных озёр.

Таким образом, эволюция авлакогена происходила от сдвига к сдвиговой зоне, что сопровождалось формированием в пределах последней триады парагенетически сопряжённых структурных форм. Неравномерное (веерообразное) раскрытие авлакогена на заключительном этапе его развития определило различие в строении его флангов (рис. 2.33 д).

В заключение следует подчеркнуть, что данная работа не претендует на решение всех проблем тектонического развития рассматриваемой территории. Более того, многие существующие проблемы в работе специ-

http://jurassic.ru/

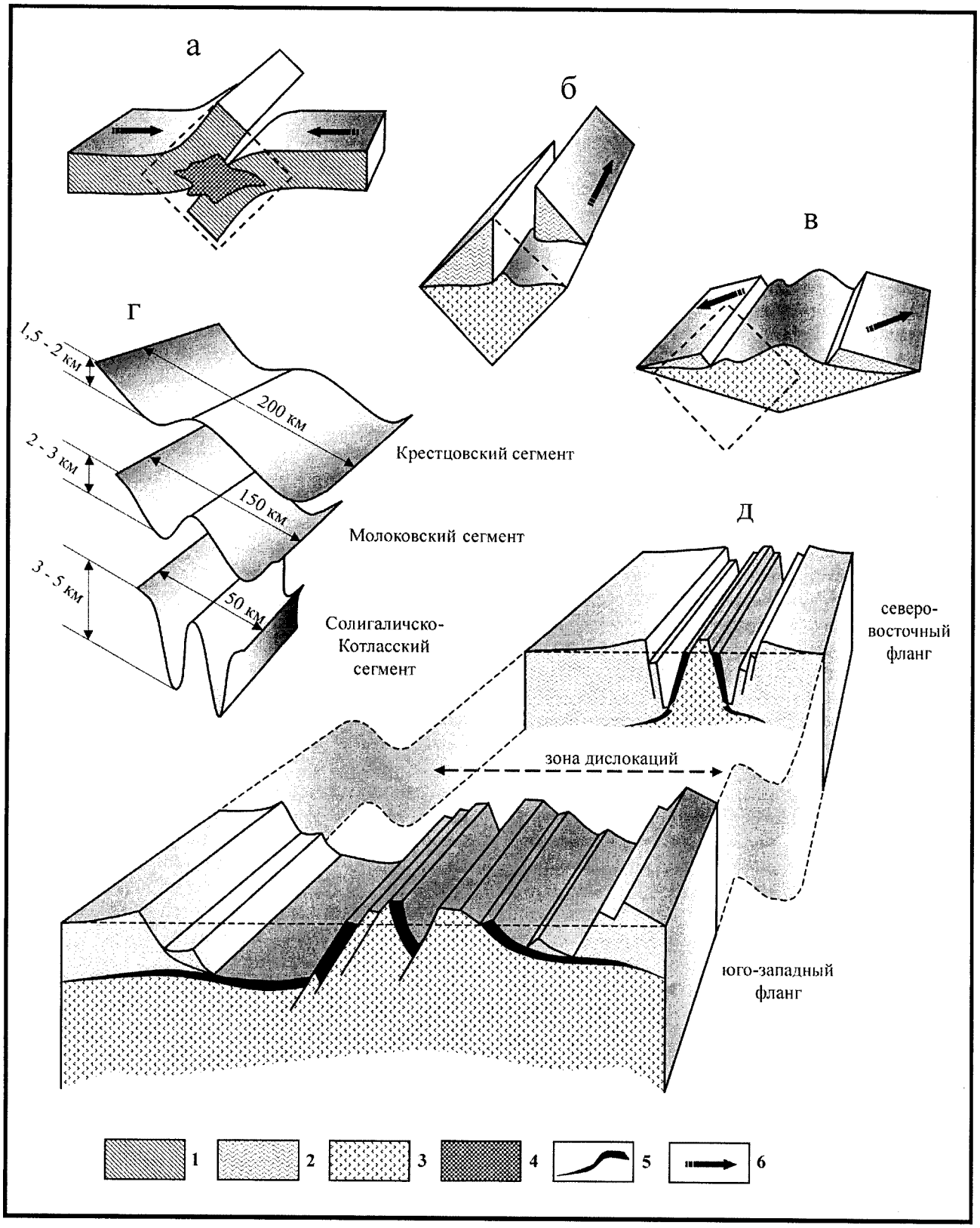


Рис. 2.33. Основные этапы развития Среднерусского авлакогена

1 – архейские геоблоки Русской плиты; 2, 3 – тектонические пластины: *2* – верхняя, *3* – нижняя; 4 – область внутрикорового плавления и мигматизации; 5 – тектонический меланж; 6 – направление движения геоблоков и тектонических пластин

http://jurassic.ru/

ально подчёркнуты и обсуждены. В то же время, предложенная модель является многокомпонентной рабочей гипотезой, позволяющей более уверенно планировать главные направления дальнейших исследований, которые несомненно приведут к её уточнению, а, возможно, и появлению принципиально новых взглядов на развитие сложной и труднодоступной области центральной части России.

2.3. Реконструкция бассейна осадконакопления (на примере вендского передового прогиба – "форландового бассейна" юго-запада Сибирской платформы)

2.3.1. Вводные замечания [1]

Реконструкция первичных бассейнов – седиментационных , или бассейнов осадконакопления является обязательным компонентом бассейнового анализа. В общем случае при такой реконструкции могут решаться две группы задач, теснейшим образом между собой связанных, но все же отчетливо различных и решаемых с использованием разных методов. Первая из них обобщенно и несколько условно может быть названа геохимией (а также биохимией) седиментогенеза. К ней относится изучение процессов образования и раннего диагенеза вещества (осадка, породы) в среде с определенными свойствами. От общих особенностей бассейна при этом может зависить многое; они должны учитываться и обязательно являются предметом специального исследования. Вторая группа задач – реконструкция условий седиментации в бассейне в целом (реконструкция седиментационной структуры бассейна), т.е. анализ общего строения осадочного заполнения бассейна, распределения и взаимоотношения пород различных фациальных типов и т.д. К этой группе относятся также вопросы связи осадконакопления и тектоники, которые могут рассматриваться в двух аспектах: в крупном плане – в зависимости от общей тектонической или геодинамической позиции бассейна осадконакопления, либо более детально – в зависимости от поведения конкретных структур внутри бассейна.

В данном разделе приведен материал, в основном относящийся ко второй из указанных выше задач. Проведен последовательный анализ от конкретных разрезов до восстановления общей седиментационной обстановки в бассейне. В качестве примера выбраны вендские передовые прогибы юго-западного края Сибирской платформы, которые фигурируют в работе в основном под названием "форландовый бассейн" и "периферический форландовый бассейн". Эти термины введены в литературу как синонимы бассейнов, выполненных синколлизионной молассой, и особенно широко рассмотрены в работах [Miall, 1984, 1996; Einsele, 1992], они хорошо отражают специфику описываемого объекта.

Проблема связи седиментации и тектоники в форландовых бассейнах активно обсуждается в последнее время [Jordan, 1981; Jordan et al., 1988; Burbank, Raynolds, 1988; Crampton, Allen, 1995; Einsele, 1992; Miall, 1984,1996]. Выделены две группы форландовых бассейнов, маркирующих коллизионные зоны, – ретродуговые и периферические [Miall, 1996]. Основные вопросы, связанные с исследованием форландовых бассейнов, следующие: 1) зависимость амплитуды прогибания и флексурного изгиба литосферы от жесткости нагружаемой литосферной плиты, 2) зависимость проградации грубообломочных континентальных осадочных систем на платформу от импульсов активных движений в надвиговом поясе; 3) связь седиментационных циклов разного ранга с тектоническими процессами глобального и регионального значения, 4) связь эвстатических колебаний уровня моря с тектоническими процессами. Главный блок данных по этим вопросам получен в результате изучения осадочных систем, их латеральных связей и эволюции форландовых бассейнов в целом.

Исследование истории седиментации в форландовых бассейнах – приоритетная задача для понимания процессов в коллизионных зонах, а также глобальных тектонических процессов определенных эпох. В контексте проблемы позднерифейско-вендского геодинамического цикла Сибирской платформы эта задача отличается новизной в свете последних седиментологических данных и первого палеотектонического синтеза на их основе, выполненного авторами [Советов,Благовидов,1999]. Впервые было обращено внимание на детальную расшифровку генезиса отложений вендской молассы в современной классификации типов и стилей осадочных систем. Большая работа была проделана для выяснения направлений переноса обломочного материала в континентальных и морских обстановках и реконструкции палеогеографической зональности. Прямыми измерениями направления течений был подтвержден вывод о том, что внешние источники обломочного материала являются главными, а области сноса в пределах передовых поднятий в центральной части кратона– второстепенными [Советов, 1977]. На основе стратиграфических и латеральных рядов осадочных систем (последовательностей - sequences) авторы обосновали фациальный переход континентальных систем в мелководно-морские от Енисейского кряжа к сопряженной Байкитской антеклизе [Советов и др., 1996], тем самым

[1] Вводные замечания написаны Ю.Г.Леоновым и Ю.К.Советовым, раздел 2.3.5.5.2 –В.В.Благовидовым, рисунки 2.37, 2.39, 2.42, 2,43 и 2.44 составлены двумя авторами, остальные разделы и заключение написаны Ю.К.Советовым.

http://jurassic.ru/

были заложены генетические основы для корреляционной схемы вендских отложений юга Сибирской платформы. Данная работа показывает, что комплекс седиментологических, петрологических, палеогеографических и палеотектонических данных может служить основанием для вывода об образовании в венде на юго-западе Сибирской платформы периферического форландового бассейна, обусловленного коллизией типа континент-континент.

2.3.2. Концепция анализа осадочных бассейнов

В последние три десятилетия появилось несколько крупных обобщающих работ по реконструкции ОБ с последовательным анализом образования осадков, выделением их пространственных рядов и анализом связи осадконакопления с тектоникой [Рейнек, Сингх, 1981; Обстановки.., 1990; Pettijohn et al, 1972; Blatt et al, 1980; Уилсон, 1980; Dickinson, 1974, 1988; Dickinson, Suczek, 1979; Facies models, 1992; Ingersol, Busby, 1995; Miall, 1984, 1996; New perspectives.., 1988; Reading, 1988; Cycles..,1991; Einsele, 1992; Galloway, Hobday, 1996]. Направленность этих исследований наследует общий региональный подход и методологию бассейнового анализа, изложенные в одной из пионерских работ "Палеотечения и бассейновый анализ" [Potter, Pettijohn, 1963]. В перечисленных работах рассматриваются локальные, региональные и глобальные взаимосвязи осадочных толщ, механизмы, обеспечивающие зональность бассейнов, но основное внимание уделяется выяснению режима накопления осадка (осадочной породы) и реконструкции обстановок образования осадочных систем. Двухтомный сборник статей [Обстановки..,1990] целиком посвящен способам реконструкции древних обстановок и зональности бассейнов путем интерпретации процессов седиментации, запечатленных в текстуре и структуре осадка. Процессы, как таковые, сами формируют субобстановки, так что справедлива взаимная зависимость: ландшафты → процессы → ландшафты. Методология восстановления обстановок седиментации включает следующие составляющие: 1) полное полевое описание пород и лабораторную обработку собранных образцов, 2) установление латеральных и вертикальных взаимоотношений пород, 3) использование знаний о современных процессах и обстановках седиментации и диагенеза.

В [Miall, 1984] показаны главные достижения в геологии, которые появились в последние три десятилетия и изменили подходы к анализу осадочных бассейнов: 1) превращение седиментологии в зрелую науку, способную объяснить происхождение осадочных пород через фациальные модели, обоснованные изучением современных обстановок и древних ассоциаций пород, 2) генетический подход в стратиграфии, опирающийся на представления об осадочных системах и закон корреляции фаций И.Вальтера (впервые открытый, в полной мере обоснованный и ясно изложенный Н.А.Головкинским), 3) развитие современных методов сейсмической стратиграфии, 4) развитие плейт-тектонической концепции, изменившей представления о геодинамическом положении и эволюции ОБ, 5) успехи в хроностратиграфии. Важнейшими для моделирования ОБ считаются три вида анализа: фациальный, осадочных систем и палеотечений. Анализ палеотечений представляет важнейшую информацию для определения региональных палеосклонов, направлений поступления осадочного материала, тренда осадочных систем. Основное внимание в работе [Einsele, 1992] уделено осадочным системам и фациальным моделям; эволюция ОБ рассматривается в значительной мере при помощи анализа осадочных систем. В трудах симпозиума [New perspective..,1988] подчеркнуты два главных принципа бассейнового анализа: 1) интеграционный подход, 2) детальные полевые исследования. В этом сборнике, включающем работы авторитетных специалистов, показано значение петрофаций для геодинамической реконструкции и эволюции континентов через историю заполнения бассейнов, роль фациального анализа, перерывов, цикличности и моделей погружения для стратиграфии ОБ. Важнейший метод реконструкции осадочных систем –архитектурный или трехмерный анализ осадочных тел – применен для различения типов аллювия [Miall, 1985, 1996]. Рассмотрена взаимосвязь внутрикратонных перерывов с горизонтальным сжатием литосферных плит, а также временные и пространственные взаимоотношения надвигов и изменений типа осадконакопления в форландовых бассейнах. Основой для таких построений служит генетическое истолкование осадочных систем.

Схему процедур бассейнового анализа для интегрированной интерпретации палеогеографии и геологической истории на основе концепции сиквенс-стратиграфии предложил П. Вейл с соавторами [Vail et al, 1977, 1991]. Эта схема включает пять пунктов: 1) построение физического хроностратиграфического каркаса с интерпретацией сиквенсов, системных интервалов по обнажениям, скважинам и сейсмическим данным с биостратиграфическим датированием высокого разрешения; 2) конструирование кривых общего и тектонического погружения по границам сиквенсов; 3) полный тектоно-стратиграфический анализ, который включает: а) установление связи между главными трансгрессивно-регрессивными фациальными циклами и тектоническими событиями, б) то же между изменениями скорости тектонического погружения и плейт-тектоническими событиями, в) выявление причин несогласий, связанных с тектоникой, г) установление связи между магматизмом и кривой тектонического погружения, д) построение карты тектоно-стратиграфических единиц, е) выявление стиля и ориентации текстур в тектоно-

http://jurassic.ru/

стратиграфических единицах, ж) восстановление геологической истории ОБ; 4) определение осадочных систем и литофациальных рядов в системных интервалах, парасиквенсах и простых сиквенсах; 5) интерпретация палеогеографии, геологической истории и стратиграфической летописи по опорным разрезам, картам и хроностратиграфическим схемам. Определение осадочных систем неизбежно предваряет все остальные виды исследований, т.к. без этого невозможно выделение сиквенсов и парасиквенсов.

Очевидно, что предложенная схема представляет программу-максимум, которая рассчитана для объектов, где возможен детальный биостратиграфический анализ и обоснованная корреляция разрезов. Рядовая работа геолога обычно связана с "постседиментационными бассейнами" [Einsele, 1992, p.10] (т.е. с ОБ в понятии, принятом в данной работе), деформированными и тектонически "выкроенными" из конседиментационных объектов (бассейнов седиментации), т.е. с фрагментами региональных осадочных систем. Неполнота стратиграфических разрезов, а в докембрийских бассейнах, как правило, отсутствие данных для детальной хроностратиграфической корреляции модифицируют схему исследования. Эти ограничения накладывают отпечаток на приоритеты бассейнового анализа и выдвигают на первый план данные седиментологии и анализа осадочных систем. Как заметил Р. Дотт, "для оценки домезозойских действий плит мы полностью зависим от породной летописи, которая подразумевает, что седиментологи неизбежно должны играть более важную роль" [Dott, 1978, p. 30].

Важнейшими методами исследований ОБ при неполных данных и отсутствии жесткого стратиграфического каркаса являются: 1) фациальный анализ, 2) архитектурный анализ и моделирование осадочных систем, 3) анализ многоранговой циклической седиментации, 4) анализ палеотечений, 5) анализ петрофаций и моделирование типов источников осадочного материала.

2.3.3. Фациальный анализ

Современное применение понятия фация в седиментологических работах, как показано в [Walker, 1992], восходит к работе [Raaf et al.,1965], в которой было выявлено главное звено – выделение фаций полевыми методами на основе литологического состава, текстур пород, комплекса органических остатков и повторяемости определенных ассоциаций, т.е. деление осадочных толщ на единицы, подобные по ряду параметров. Это представление разделяют и авторы данной работы. Интепретация фаций опирается на результаты полевых наблюдений, сравнение с другими стратиграфическими единицами и на изучение современных обстановок седиментации [Middleton, 1978]. Анализ литературы показывает, что понятие фации как тела древних или современных отложений не имеет определенного масштаба. Ранг тел, называемых фацией, зависит от цели и возможностей исследования, сохранности отложений, четкости седиментационных признаков. Авторы в практической работе с континентальными и морскими отложениями опирались на три главных принципа выделения фаций (литофаций): 1) наибольшую детализацию деления всей последовательности отложений, 2) повторяемость единиц в циклических ассоциациях, 3) возможность интерпретировать механизмы их формирования или обстановки седиментации, т.е. построение фациальной модели.

Наиболее важным инструментом анализа обстановок седиментации можно считать ассоциативность фаций, выделение их вертикальных последовательностей и архитектурных элементов. Архитектура осадочных систем представляет собой ансамбль "строительных блоков" более крупных, чем фация, и структура таких ансамблей определяет тип и класс осадочной системы [Allen, 1983; Miall, 1985]. Выделение архитектурных элементов опирается не только на парагенез фаций, но и на морфоструктуру тел (например, каналов), на трехмерный пространственный анализ и вертикальное картирование.

Для аллювиальных осадочных систем предложена стандартная классификация фаций, включающая 20 единиц, и классификация архитектурных элементов, включающая 8 единиц [Miall, 1977, 1985, 1996]. Классификация фаций может быть генерализована и сокращена, как сделано в работе [Einsele, 1992], или изменена и дополнена, как сделано в данной работе. Число архитектурных элементов также может меняться по мере прогресса знаний об осадочных системах, и сам тип системы определяется числом и набором элементов [Miall, 1985, 1996]. В рамках современных седиментологических и стратиграфических концепций осадочная система определяется как… "трехмерный ансамбль литофаций, генетически связанных действующими или выводимыми процессами и обстановками" [Posamentier et al., 1988, p.110].

Осадочные системы по масштабу подразделяются на несколько рангов, наиболее важный ранг имеет палеогеографическое значение и связан с определенным комплексом механизмов седиментации, например, дельта. Появление и исчезновение таких осадочных систем связано не с автоциклическим развитием, а с внешними воздействиями – тектоническими движениями, изменением уровня моря, климатическими флуктуациями. Ряд синхронных осадочных систем в цепочке континент-море (океан) называется *интервалом систем* (systems tract) [Posamentier et al., 1988]. Ключевыми для интерпретации осадочной системы в понятиях обстановок осадконакопления можно считать анализ вертикальных последовательностей фаций, архитектурных элементов и построение фациальной модели. Последний аспект фациального анализа детально рассмотрен в работе [Walker, 1992]; автор считает, что фациальная модель должна действо-

http://jurassic.ru/

вать как: 1) *норма* для сравнения в варьирующих условиях седиментации, 2) *основа* будущих наблюдений на новых объектах, 3) *предсказатель* в новых геологических ситуациях, когда по обнаруженным фрагментам происходит поиск недостающих деталей, 4) интегральная основа для *интерпретации* условий формирования осадочной системы – механизмов и обстановок седиментации.

Авторы данного раздела на своем опыте убедились в правомерности вышеизложенных идей, которые с разной детальностью воплощены в исследовании вендской молассы.

2.3.4. Условия и обстановки накопления вендской молассы (обзор представлений)

Исследование позднедокембрийского (вендского) осадочного комплекса проведено не на всей территории юго-запада Сибирской платформы. Детальный седиментологический анализ разрезов позднедокембрийской молассы проведен в Южно-Енисейско-Присаянском прогибе и, отчасти, в Северо-Енисейском и Прибайкальском прогибах, а также по отдельным скважинам в Нюйско-Джербинском прогибе, на Байкитском и Непско-Ботуобинском поднятиях. На остальной территории наблюдения отрывочные и опираются на собственные исследования авторов и опубликованные данные (рис. 2.34).

Вендский молассовый комплекс налегает со стратиграфическим несогласием на породы основания южной части Сибирской платформы и на "промежуточный" рифейский осадочный чехол. Стратиграфический перерыв достигает огромных размеров там, где аналоги оселковой серии венда контактируют с породами шарыжалгайской глыбы архея, и становится минимальным и даже неощутимым в краевых зонах платформы, где молассовому комплексу венда предшествовало накопление осадков в позднерифейских (байкальских) авлакогенах (Присаянье, Енисейский кряж) или в окраинных ОБ, параллельных краю Сибирского кратона. Квазиунаследованная схема прогибаний на стадиях авлакогенов и передовых прогибов свидетельствует об отсутствии структурной перестройки на границе позднего рифея и венда [Советов, 1977]. Глубокий размыв и стратиграфический перерыв на этой границе в Южно-Енисейско-Присаянском прогибе а также смещение депоцентров осадконакопления на платформу объяснялось предвендским воздыманием краевых зон Сибирского кратона [Брагин, 1985], а затем их погружением под массой осадков, поступавших из орогенов. Авторы связывают глубокую предвендскую эрозию рифейских отложений не со структурной деформацией на этом важнейшем рубеже, а с резким размывом во время гляциогенного падения уровня моря.

Стратиграфическое и структурное несогласие между молассовым комплексом венда и фундаментом юго-запада Сибирской платформы обычно называют предвендским и связывают во временную последовательность с вендским осадконакоплением. Однако связь вендского ОБ с "предвендским" стратиграфическим перерывом только частичная. Сложные тектонические деформации рифейских осадочных комплексов на закрытой территории Сибирской платформы (Юрубчено-Тохомская зона) и в открытом регионе (Енисейский кряж) ясно довендские и связаны с главной тектонической эпохой –"байкальской" или "енисейской" складчатостью [Хоментовский; 1976; Хаин, Рудаков, 1995], т.е. произошли задолго до накопления вендских моласс. По последним геохронологическим данным эта складчатость теряет статус резкого тектонического рубежа (одного события) и растянута во времени между 880 и 720 млн. лет, судя по становлению синколлизионных и посторогенных гранитоидов на Енисейском кряже [Верниковский, 2002]. Возможным "следом" байкальской складчатости, проявившейся только по юго-западной периферии Сибирской платформы, авторы данной работы считают позднерифейскую вулканогенно-терригенную молассу Верхне-Вороговской депрессии [Кочкин, 1966; Миронов, Ножкин, 1978]. Образование позднерифейских ("байкальских") прогибов считается следствием "байкальской" складчатости [Постельников, 1971], но правильнее относить эти прогибы к другому важнейшему тектоническому событию – позднерифейскому рифтогенезу [Sovetov, 1993; Советов, 1997]. Вероятно, общее высокое стояние Сибирской платформы и формирование денудационного рельефа связаны со сводообразованием и позднерифейским рифтогенезом. На протяжении длительного времени внутренние районы Сибирской платформы подвергались эррозии, были областью, где сформировалась кора выветривания [Писарчик и др.,1975], а зрелый кластический материал поставлялся в авлакогены. Все исследователи отмечают, что именно в венде произошло кардинальное изменение структурного плана, т.е. из области денудации, какими были и центральные районы Сибирского кратона, эта территория превратилась в область аккумуляции осадочного материала, поступавшего за счет внутренних, вновь образованных поднятий. Влияние поднятий, очевидно, приурочено именно к вендской эпохе и прослеживается по пролювиальным шлейфам в низах ванаварской свиты на юго-восточном и южном склонах Байкитского поднятия и на Катангской седловине [Стариков и др.,1984], курсовской и непской свит Непско-Ботуобинского поднятий [Арутюнов и др., 1987; Лебедев, Мельников, 1988]. Микститовые несортированные отложения пролювиальных шельфов, по-видимому. имеют гляциогенное происхождение, т.к. их стратиграфические аналоги на юге Енисейского кряжа и в Присаянье в составе алешинской, марнинской, столбовской и подъемской свит тесно связаны с тиллитами [Советов, 2002 а].

Изучение вендских отложений и условий их накопления имеет длительную историю. Не имея возмож-

http://jurassic.ru/

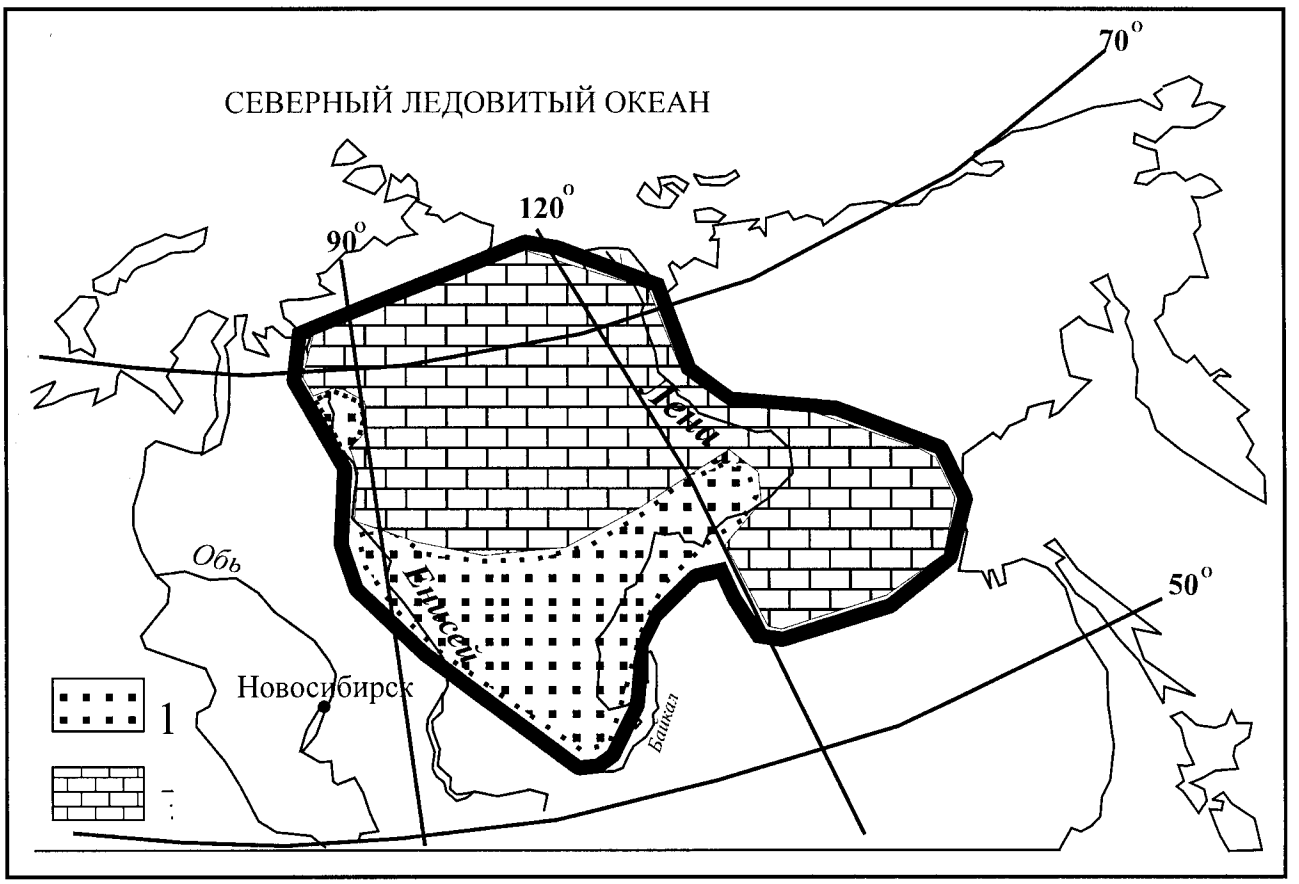


Рис.2.34. Положение вендского периферического форландового бассейна на Сибирском кратоне
1 – форландовый бассейн; 2 – внутрикратонная карбонатная платформа

ность рассмотреть ее в данной работе, отметим, что обзор представлений об условиях осадконакопления в венде на территории Иркутского амфитеатра и его горного обрамления, в Байкитской и Непско-Ботуобинской антеклизах позволяет сделать несколько общих заключений. 1. При первых исследованиях терригенной серии венда превалировали аргументы, что осадконакопление происходило в морских обстановках [Горячев, 1959; Писарчик, 1963; Писарчик и др., 1975; Советов и др., 1975; Железнова, Сидоренко, 1977; Конторович и др., 1981; Мельников,Килина, 1981; Мельников и др., 1989]. 2. Морской бассейн ограничивался с юго-запада и юго-востока "полосой гористой суши", "древним поднятием южной Сибири" [Предтеченский, 1960, с.65] – областью сноса обломочного материала. 3. Появилась необходимость, в связи с представлением о внешних поднятиях, поиска и изучения континентальных отложений, доказательства существования обширных аллювиальных равнин, прислоненных к этим поднятиям, направлений течения рек [Гурова и др., 1988; Советов и др., 1995 а; Советов,Благовидов, 1998]. 4. Разбуривание территорий внутриплатформенных крупных положительных структур привело к выводу о прилегании терригенных отложений венда к фундаменту. При этом, при движении к купольной части антеклиз возраст осадочных слоев омолаживается, что предполагает существовании внутриплатформенных дополнительных источников материала. Это предположение было подтверждено обнаружением пролювиальных конусов выноса, ориентированных от поднятиий в периферические прогибы [Тыщенко, 1980,1987; Арутюнов и др., 1987; Лебедев, Мельников, 1988; Шемин, 1994; Советов и др, 1996]. 5. Идентификация и классификация литофаций в вендском терригенном комплексе проводилась по данным ГИС, гранулометрии и некоторым текстурным параметрам [Гурова и др. 1988; Чернова и др., 1991], что требовало подтверждения идентификации обстановок седиментации на основе морфоструктурного и детального седиментологического анализов. 6. В результате миграции седиментационных обстановок под влиянием трансгрессий и регрессий моря, с проградацией клиньев континентальных отложений при активизации орогена, осадочный комплекс вендской молассы в дальней зоне должен представлять собой чередование континентальных, переходных (дельтовых) и морских ассоциаций литофаций. 7. Ранняя, доколлизионная история периферического форландового бассейна тесно связана с историей оледенения Сибирского кратона, т.е. гляциогенными факторами осадконакопления [Советов, 2002 а, б].

http://jurassic.ru/

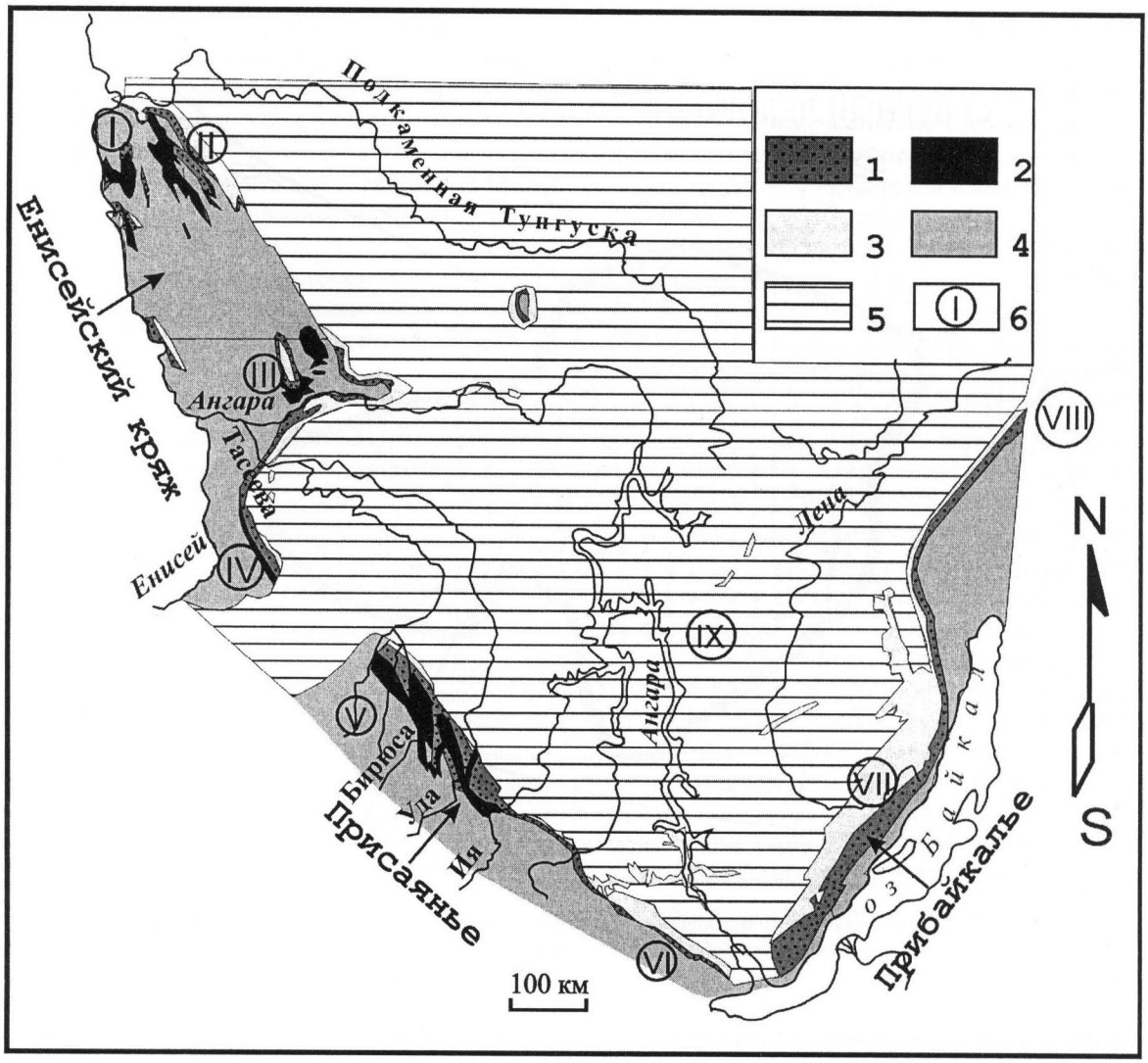


Рис.2.35. Схематичная карта выходов на поверхность вендской молассы на юго-западной периферии Сибирской платформы
1 – выходы на поверхность отложений венда; 2 – то же верхнерифейских отложений в рифтогенных прогибах (вороговская, чингасанская, ослянская, карагасская серии); 3 –то же верхневендско-кембрийских карбонатных отложений; 4 – осадочные, метаосадочные, метаморфические и магматические комплексы рифея, нижнего протерозоя и архея, составляющие довендский фундамент Сибирской платформы; 5 – палеозойские и мезозойские осадочные комплексы, траппы в чехле платформы; 6 – географические районы: I – северо-запад, II – северо-восток, III – юго-восток и IV – юг Енисейского кряжа; V – Северо-Восточное (Бирюсинское) Присаянье, VI – Юго-Восточное (Иркутское) Присаянье, VII – Прибайкалье, VIII – Припатомская зона, IX – внутренние районы юго-запада Сибирской платформы (Иркутский амфитеатр)

2.3.5. Литостратиграфия и литофациальный анализ тасеевской серии

2.3.5.1. Тасеевская серия – литотип вендской молассы Сибирской платформы

Вендская моласса слагает основание платформенного чехла и представляет собой клин терригенных красноцветных и пестроцветных отложений, мощность которого меняется от 2500-3500 м в передовых прогибах до первых сотен метров во внутренних областях юго-запада Сибирской платформы на передовых поднятиях. Выходы ее на поверхность в юго-западной части Сибирской платформы показаны на рис.2.35. Стратиграфическая приуроченность базального терригенного комплекса меняется в различных прогибах: на северо-востоке и севере Енисейского кряжа он представлен чапской (немчанской) серией, на юго-востоке и юге Енисейского кряжа – тасеевской серией, в северо-восточном Присаянье – оселковой серией и усть-тагульской свитой, в юго-восточном Присаянье – олхинской и мотской сериями, в Прибайкалье – байкальской серией (комплексом), ушаковской и куртунской свитами. В

http://jurassic.ru/

каждом районе вендская моласса имеет свои особенности структуры, содержит в нижней трети толщи выклинивающиеся пачки доломитов и известняков и замещается (в верхней трети разреза) на внутренних поднятиях доломитами и сульфатами. Не рассматривая здесь особенности молассы в каждом прогибе, проанализируем развитие форландового бассейна на примере седиментологически хорошо изученной тасеевской серии. Её можно считать литотипом вендской молассы на основании следующих фактов: 1) это наиболее мощный разрез молассы в Южно-Енисейско-Присаянском передовом прогибе, 2) это единственный разрез, в котором полно представлен нижний континентальный комплекс, 3) для этой серии проведен наиболее детальный фациальный анализ и дано обоснование генезиса осадочных комплексов (континентальных и морских), а также типовых осадочных систем, 4) ранжирование осадочных систем проведено на естественных обнажениях.

В результате ранних тектонических [Предтеченский, 1960] и первых детальных стратиграфических и литологических исследований [Семихатов, 1962; Григорьев, 1963)] тасеевская серия была идентифицирована как моласса – комплекс отложений, связанный с позднедокембрийским (байкальским) орогенезом. Этот вывод был подтвержден детальным петрографическим анализом псаммитов из молассового комплекса [Советов,1977], который показал, что источником главной массы кластического материала был рециклированный ороген. Вместе с тем, обоснованность палеотектонических построений без специальных седиментологических наблюдений и заключения об обстановках осадконакопления, способах и направлениях переноса кластического материала была недостаточной. Предшествующие литологические работы были направлены на выделение главных гранулометрических типов пород, крупномасштабную стратификацию молассы в рамках формационного анализа, отчасти на текстурный анализ отложений, что дало возможность сделать заключение о пролювиальном происхождении части отложений молассы, названной "красноцветной гематитоносной формацией" [Анатольева, 1972].

Здесь предлагается первая детальная классификация ассоциаций отложений тасеевской серии в сравнении с современными моделями континентальных (аллювиальных), переходных и морских осадочных систем [Miall, 1996; Facies models.., 1992; Einsele, 1992; Galloway, Hobday, 1996; Обстановки.., 1990; Дельты.., 1979]. Седиментологические особенности молассового комплекса на юго-востоке Енисейского кряжа дает прямую информацию о темпах заполнения и наклоне передового прогиба, его связи с одновозрастными прогибами северной и южной частей этого региона. Эти данные вносят также определенный вклад в решение проблемы вендского орогенеза и корреляции вендских отложений на основе событийной шкалы форландового бассейна Сибирской платформы [Советов, 2002, б].

2.3.5.2. Литостратиграфия тасеевской серии

С точки зрения современной седиментологии детально изучены два разреза тасеевской серии в стратотипической местности: на юго-востоке Енисейского кряжа, на р. Тасеева (устье р.Усолки) и на р.Ангаре (скала Гребень) (рис.2.36). Представления о возрасте отложений тасеевской серии опирались на редкие находки отпечатков мягкотелых животных в перекрывающих терригенно-карбонатных отложениях [Чечель, 1976], истолкование ассоциаций микрофоссилий и находок остатков микрораковинной фауны [Пятилетов, Карлова, 1983; Шенфиль, 1983; Файзуллин, 1996; Хоментовский и др., 1997, 1998], а также на корреляцию с терригенной частью позднедокембрийского осадочного комплекса внутренних районов Сибирской платформы. Решающее значение имеют следы жизнедеятельности и отпечатки Metazoa, обнаруженные в основании стратиграфического аналога тасеевской серии – оселковой серии Присаянья [Советов, 2002, а]. С учетом всех этих данных, а также по корреляции основания тасеевской серии с основанием ванаварской свиты Байкитской антеклизы и Катангской седловины [Советов и др., 1996], а верхней ее части с основанием жербинской свиты Патомского нагорья, которая по изотопным данным и сиквенс-стратиграфической модели считается верхневендской [Pelechaty, 1998], авторы относят тасеевскую серию к венду. К нижнему венду отнесена алешинская свита тасеевской серии, тогда как средняя и верхняя части этой серии сопоставлены с редкинским и котлинским горизонтами верхнего венда Восточно-Европейской платформы [Советов, 2002, б, в].

Отложения тасеевской серии представляют собой позднедокембрийскую молассу, которая накапливалась за счет внутренних и внешних источников материала. Верхняя часть молассы фиксирует коллизионный этап, появление орогенов по всему юго-западному периметру Сибирского кратона и начало образования осадочного чехла.

В тасеевской серии были выделены три свиты – алешинская, чистяковская и мошаковская, закартированных на юге и юго-востоке Енисейского кряжа [Благодатский и др., 1980]. Верхняя –мошаковская свита была подразделена на две подсвиты, верхнемошаковская подсвита рассматривалась либо как базальная часть вышележащей осадочной серии и включалась в островную свиту [Анатольева и др., 1966; Хоментовский, 1976; Хоментовский и др., 1972]), либо выделялась в самостоятельную редколесную свиту [Геологическая.., 1976; Советов и др., 1975; Злобин, Советов, 1975; Советов, 1977]. При детальном изучении тасеевской серии была установлена непрерывность седиментации и последовательная смена осадочных систем, в том числе при переходе от собственно мошаковской к редколесной свите. Основанием для детализации стратиграфического расчленения тасеевской серии послужили

http://jurassic.ru/

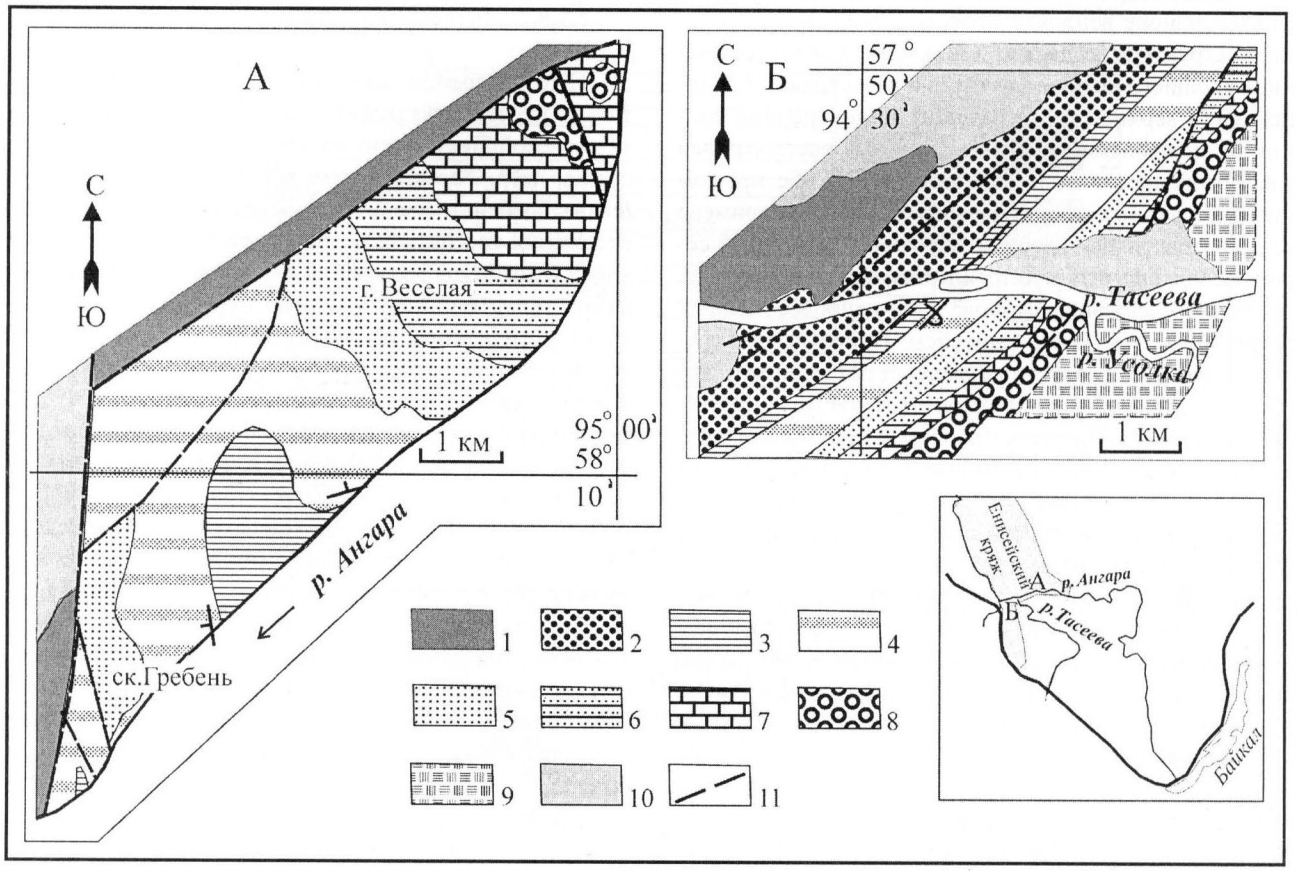


Рис.2.36. Географическое положение и схематические геологические карты районов литотипических разрезов тасеевской серии

А – Шалыгинская (Гребенская) антиклиналь, р.Ангара, Б – Тасеевская флексура, р. Тасеева

1 – рифейские отложения; 2-6 – терригенные отложения тасеевской серии (венд), свиты: 2 – алешинская (al), 3 – чистяковская (cst), 4 – гребенская (gr), 5 – веселовская (vs), 6 – редколесная (rl); 7-8 – терригенно-карбонатные отложения венда-нижнего кембрия, свиты: 7 – островная (ost), 8 – иркинееевская, климинская (ir, kl); 9 – терригенные отложения среднего-верхнего кембрия (верхоленская свита); 10 – кайнозойские отложения; 11 – главные разрывные нарушения

седиментологические данные, что рассмотрено в разделе об осадочных системах. Литостратиграфическое деление тасеевской серии дано в сравнении с ранее предложенными схемами (рис. 2.37).

Тасеевская серия при седиментологическом изучении стратотипического разреза подразделена на пять свит, снизу вверх: алешинскую (930 м), чистяковскую (270 м), гребенскую (413 м), веселовскую (233 м) и редколесную (295 м). Алешинская свита красноцветных кластических отложений подразделена на две подсвиты. Нижняя подсвита алешинской свиты (al_1) состоит из трех пачек: 1) пачка al_1^1 (140 м) мелкогалечных кварцевых конгломератов, косослойчатых гравелитов и грубо- крупнозернистых песчаников; 2) пачка al_1^2 (240 м) чередования пакетов массивных крупно- мелкозернистых наклоннослоистых косослойчатых песчаников и мелкоплитчатых мелкозернистых песчаников и алевролитов с горизонтальнослойчатой текстурой; 3) пачка al_1^3 (180-200 м) массивных алевритистых несортированных песчаников и алевролитов с плохо выраженной слоистостью. Верхняя подсвита алешинской свиты (al_2) включает три подразделения: 1) пачка al_2^1 (70 м) мелкого чередования крупно- мелкозернистых косослойчатых песчаников, массивных несортированных неслойчатых и плитчатых со слойчатостью слабых течений песчаников и алевролитов, в основании содержит несколько пластов гравийных грубозернистых песчаников; 2) пачка al_2^2 (210 м) – в нижней части массивных крупнозернистых наклоннослоистых и косослойчатых песчаников с интракластами алевролитов, в верхней – мелко чередующихся мелкозернистых песчаников и алевролитов; 3) пачка al_2^3 (70 м) – в нижней части массивных грубо-крупнозернистых крупнокосослойчатых песчаников, в верхней – тонкочередующихся мелкокосослойчатых и со слойчастью слабых течений мелкозернистых песчаников и алевролитов.

Чистяковская свита сероцветных и пестроцветных кластических отложений состоит из трех подразделений: 1) пачка cst_1 (93 м) черных и темно-серых алевролитов и аргиллитов с редкими пластами крупнозерни-

http://jurassic.ru/

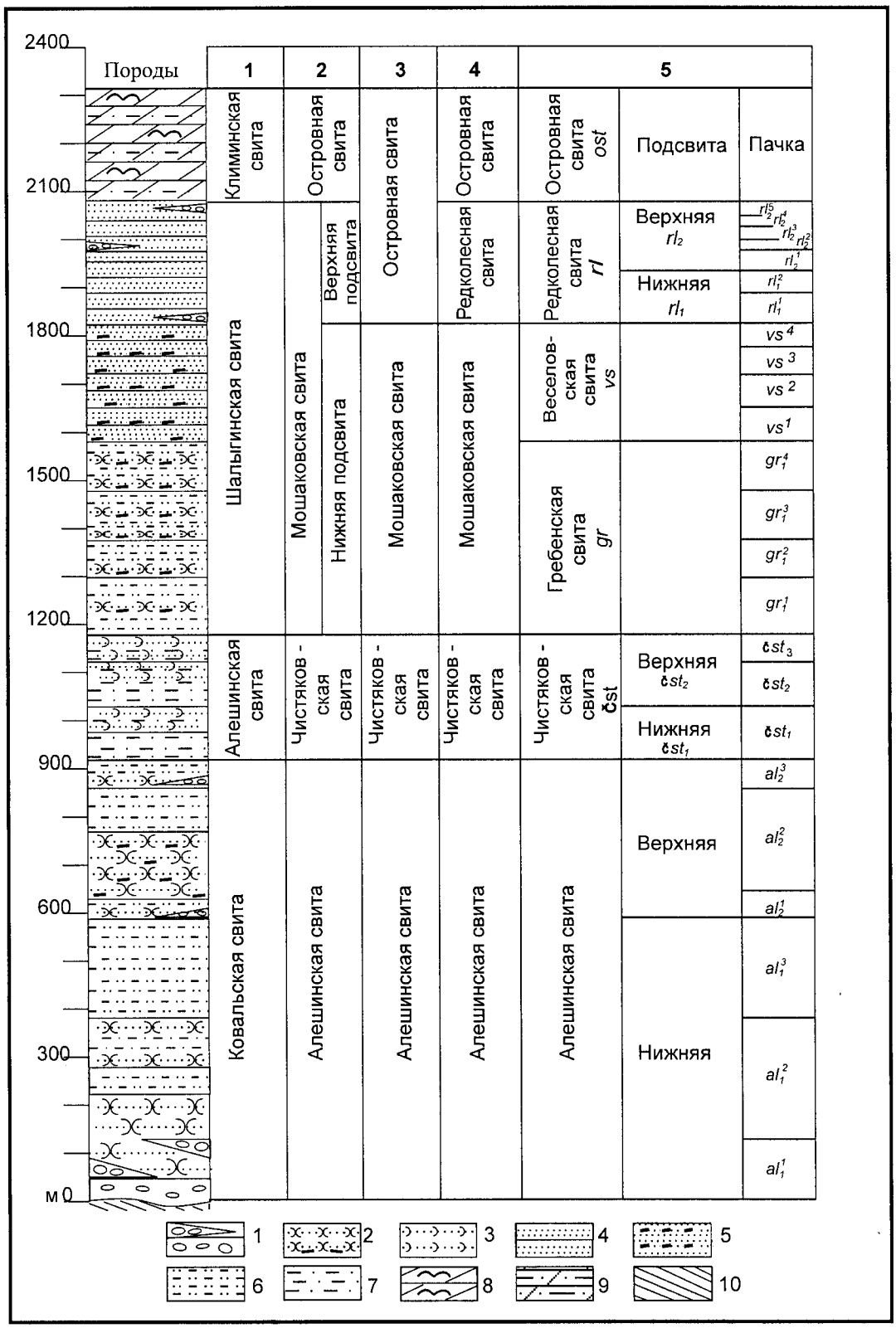


Рис.2.37. Стратиграфическое расчленение тасеевской серии по данным различных авторов

1 – М.А.Семихатов [1957, 1962]; **2** – Благодатский и др.[1980]; **3** – А.И.Анатольева и др.[1966]; **4** – Ю.К.Советов и др. [1975]; **5** – Ю.К.Советов, В.В.Благовидов, данная работа

1 – конгломераты и гравелиты кварцевые и кварц-кварцитовые; 2-5 – песчаники по классификации [Советов, 1977]: 2 – литокластито-кварцевые и кварц-литокластитовые, 3 – полевошпат-кварцевые, 4 – кварцевые, 5 – кварцевые с интракластами алевролитов; 6 – алевролиты; 7 – алевролиты и аргиллиты; 8 – доломиты строматолитовые; 9 – доломиты глинисто-алевритистые; 10 – рифейские отложения

http://jurassic.ru/

стых косослойчатых песчаников и единичными слоями глинистых доломитов; 2) пачка cst_2 (99 м) - в нижней части темно-серых алевролитов и волнистослойчатых песчаников со штормовыми текстурами, в верхней - белых и светло-серых массивных крупно-мелкозернистых косослойчатых песчаников с наклонной слоистостью форсетов песчаных волн; 3) пачка cst_3 (78 м) - в нижней части пестроокрашенных разнозернистых песчаников со штормовыми текстурами, в верхней - мелкого чередования красных и пестроокрашенных алевролитов и песчаников с серыми грубозернистыми песчаниками в виде мульд с верхней волнистой поверхностью напластования и многочисленными трещинами усыхания.

В стратиграфическом объеме мошаковской свиты (s.s.) авторами выделены две новых свиты – гребенская (gr) и веселовская (vs). В гребенской свите широко распространены алевролитовые, а также смешанные песчано-алевролитовые отложения, образующие четыре циклически построенные пачки: 1) gr_1(90 м), 2) gr_2 (68 м), 3) gr_3 (106 м), 4) gr_4 (93 м). Каждая пачка начинается несколькими крупными пластами массивных косослойчатых песчаников с интракластами алевролитов и в основном представлена чередованием массивных неслойчатых алевритистых несортированных песчаников, косослойчатых песчаников и алевролитов с разнообразными текстурами слабых течений.

Веселовская свита красноцветных кластических отложений отличается тем, что в ней отсутствуют сколько-нибудь значительные по мощности пласты алевролитов, сохранились лишь небольшие их фрагменты и многочисленные алевролитовые интракласты в песчаниках. Сходное строение тесно сближенных массивных слоев крупнокосослойчатых рыхлых пористых крупномелкозернистых песчаников и отсутствие маркирующих поверхностей затрудняет более детальное расчленение свиты. Тем не менее, по "сгущению" в разрезе пакетов алевролитов в веселовской свите выделены четыре пачки с утонением материала и уменьшением толщины слоев снизу вверх: vs_1 (97 м), vs_2 (59 м), vs_3 (55 м), vs_4 (49 м).

Гребенская и веселовская свиты обнажены на обоих крыльях Шалыгинской антиклинали. Выделение новых свит обосновывается сменой осадочных систем, что проявилось в региональном масштабе широким распространением их стратиграфических аналогов в Северном Присаянье, на юге и северо-востоке Енисейского кряжа. Эти свиты различаются также по петрографическому составу песчаников [Советов и др.1975].

Редколесная свита – rl (295 м) составляет верхнюю часть тасеевской серии и в полном виде обнажена на северо-восточном крыле Шалыгинской антиклинали. Она представлена оранжевыми и вишнево-красными песчаниками, варьирующими по размеру зерен и включающими гальку или линзы конгломератов из обломков устойчивых пород, кварца и кварцитов. Редколесная свита подразделена на две подсвиты: нижнюю – rl_1 (180 м) и верхнюю – rl_2 (115 м). Граница между подсвитами проходит в основании пачки гравийных песчаников с линзами гравелитов. В нижней подсвите выделены три пачки, каждая из которых представляет цикл седиментации, снизу вверх: rl_1^1 (80 м), rl_1^2 (58 м), rl_1^3 (32 м). Нижние части пачек представлены массивными крупнокосослойчатыми и параллельнослойчатыми песчаниками с рассеянной галькой и включениями минералов тяжелой фракции, верхние – плитчатыми мелкокослойчатыми или няснослойчатыми песчаниками с градационной сортировкой материала. Основание первой пачки слабо обнажено, что обычно сопровождает появление неустойчивых к выветриванию плитчатых мелкослоистых отложений. Верхняя подсвита включает четыре пачки, снизу вверх: rl_2^1 (35 м), rl_2^2 (27 м), rl_2^3 (28 м), rl_2^4 (25 м). В верхней подсвите встречаются плитчатые разновидности песчаников (темпеститы) и широко распространены пакеты и пачки песчаников ламинитовых тонкополосчатых, а также наиболее грубозернистые массивные крупнокосослойчатые песчаники с включениями кварцевой гальки и линз мелко-среднегалечных конгломератов.

2.3.5.3. Методы изучения вендской молассы

Основой для анализа структуры вендской молассы стало детальное седиментологическое описание вертикальных последовательностей отложений в двух разрезах на рр. Ангара и Тасеева. На хорошо обнаженных участках элементарной единицей седиментологического описания и построения многоранговых осадочных систем был тип отложений или литофация, представленная телами различного размера – от слоев в 1 см до групп слоев и линз мощностью в несколько метров. Последовательности литофаций классифицировались по структуре, происхождению и положению в латеральных и стратиграфических рядах отложений; измерение мощности производилось с точностью до 0,5 см. Параллельно классифицировались текстуры, указывающие на направление течений, и замерялся их вектор по всему разрезу. Измерения корректировались для устранения искажений за счет наклона или опрокидывания толщи и группировались на гистограммах по определенным осадочным системам, чтобы оценить картину распределения и преобладающее направление течений. В качестве векторных характеристик использовались подошвенные знаки и наклоны форсетов в косослойчатых сериях, а также наклонная слоистость русловых и мелководно-морских песчаных баров и наклоны бортов промоин и русловых каналов. Сделано около 300 измерений векторов течений.

Одной из наиболее важных характеристик осадочных систем авторы считают морфоструктуру тел и их размер. Латеральная протяженность и морфоструктура оценивались на хорошо обнаженных участках. Вертикальные размеры (мощность) каждого типа осадоч-

http://jurassic.ru/

ных систем отображались на гистограммах. Среднее значение мощности было получено на гистограммах с логнормальным распределением и демонстрирует принадлежность сгруппированных осадочных тел к системе определенного ранга. Литофациальный анализ включил идентификацию и классификацию около 2000 слоев, в свою очередь сгруппированных в системы более высокого ранга. Наиболее крупное осадочное тело – вендская молассовая формация, в целом, отнесена к осадочной системе 1-го ранга. Наименьшее подразделение – литофация – к осадочным системам 6-8-го рангов. При выделении всех промежуточных рангов осадочных систем использовались данные по структуре последовательностей, встречаемости в разрезе, размеру и генезису. Второй ранг осадочных систем имеет региональный масштаб. К этому рангу отнесены четыре осадочные системы (генетических комплекса): 1) нижний континентальный (аллювиальный); 2) нижний мелководно-морской; 3) верхний континентальный (аллювиальный); 4) верхний мелководно-морской.

2.3.5.4. Литофациальный анализ

Понятие литофация не имеет однозначного рангового ограничения. В этой работе ранги осадочных тел, отнесенные в разных генетических комплексах к литофациям, также различны, что обусловлено качеством материала, степенью детальности расчленения и обобщения, подходами и вглядами авторов.

Отдельные классификации литофаций составлены для континентальных (аллювиальных) и мелководно-морских отложений. В таблицах 2.1 и 2.2 и в тексте принадлежность к группам обозначена буквами К и М (К – континентальные, М – мелководно-морские). Литофации нижнего и верхнего аллювиальных комплексов (21 подразделение) представлены в таблице 2.1. Литофации и их ассоциации близки к мезо- и макроформам известной генетической классификации литофаций и архитектурных элементов аллювиальных комплексов А.Майелла [Miall, 1985]. В разных стратиграфических частях нижнего аллювиального комплекса роль различных литофаций в строении ассоциаций меняется, что создает неповторимую последовательность аллювиальных систем.

Литофации верхнего аллювиального комплекса объединены в три группы: русловые, связанные с развитием долин; мелкорусловые – бокового прорыва (расселин, кревасс) и конусов выноса прорыва; поймы временных водоемов. Число литофаций в двух аллювиальных комплексах не совпадает, различается также литологическая характеристика. В среднем, русловые бары верхнего аллювиального комплекса отличаются менее грубозернистой структурой и меньшим масштабом тел. В верхнем аллювиальном комплексе получили широкое распространение отложения спорадических наводнений, представленные литофациями КЛф10, КЛф15, КЛф16, и отложения плоских и мелких временных водоемов, где осаждался наиболее тонкий материал суспензионных потоков –КЛф20. Редкие песчаные и карбонатные литофации (КЛф17, КЛф21) небольших междолинных озер также не встречены в нижнем аллювиальном комплексе.

Литофации нижнего и верхнего мелководно-морских комплексов включают 21 подразделение и приведены в таблице 2.2. Численное совпадение литофаций для аллювиальных и прибрежно-морских осадочных систем – чистое совпадение. Выделены отложения следующих обстановок: подводной дельтовой равнины и прибрежной (стрэндовой) равнины, предфронтальной и переходной зон пляжа, дальней зоны (внутреннего шельфа). Нижний мелководно-морской комплекс, содержащий тонкообломочные компоненты и тесно связанный со специфическими аллювиальными системами позднеалешинского и раннегребенского времени, содержит больше литофаций, дифференцированных в соответствии с главными обстановками накопления: предфронтальной зоной пляжа, переходной, внутренней (дальней) зоной шельфа. Литофации верхнего мелководно-морского комплекса отличаются, в целом, большей грубозернистостью и исключительно псаммитовой структурой. Верхний мелководно-морской комплекс, образованный под влиянием мощного потока песчаного кластического материала, характеризуется простым набором литофаций прибрежной песчаной равнины (strand plain) с сильным волновым воздействием и влиянием приливов. Литофации образуют стратиграфические последовательности, которые рассматриваются при характеристике осадочных систем.

2.3.5.5. Осадочные системы и обстановки осадконакопления

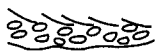
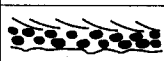
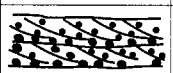
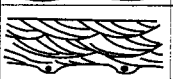
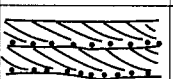
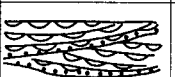
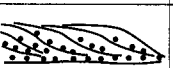
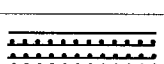
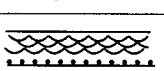
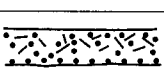
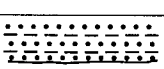
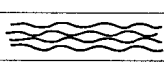
2.3.5.5.1. Нижний аллювиальный комплекс

Под осадочной системой авторы понимают устойчивое воспроизводство в пространстве литофаций определенного типа и их последовательностей, которые образовались под влиянием какого-либо одного доминирующего фактора седиментации. Нижний аллювиальный комплекс представлен отложениями алешинской свиты (930 м) и подразделяется на два подкомплекса, стратиграфически совпадающих с подсвитами: нижний (580 м) и верхний (350 м). Каждый подкомплекс представляет собой мегацикл континентального осадконакопления, вначале отражающего резкую активизацию орогенеза, а затем постепенное сглаживание рельефа. Нижний подкомплекс состоит из трех аллювиальных систем, сменяющих друг друга во времени: 1) гравийной сплетенной реки (т.е. состоящей из переплетающихся проток и мигрирующих островов); 2) песчаной меандровой реки; 3) временных потоков дистальной зоны аллювиальной равнины в ассоциации с лессовидными алевропелитами. Выделение аллювиальных система проведено по трем признакам – преобладанию

http://jurassic.ru/

Таблица 2.1.

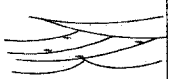
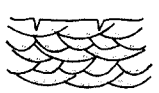
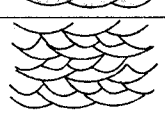
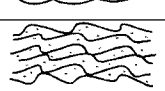
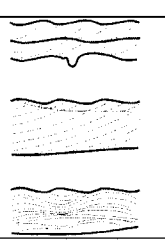
Литофации континентальных отложений вендской молассы (тасеевская серия) юго-запада Сибирской платформы

№ литофаций	Индекс	Графический индекс	Характеристика литофаций, субобстановок и режимов осадконакопления	Диапазон колебания мощности и среднее значение (в скобках) см
КЛф1	К		Конгломерат мелкогалечный, массивный неслойчатый или грубослойчатый. Остаточный галечник русел рек, отложения продольных баров и перекатов	10-120 (около 35)
КЛф2	$Гр_1$		Гравелит массивный, неяснослойчатый. Остаточный гравийник русел рек, в основании внутрирусловых и боковых баров (кос)	10-50 (около 20)
КЛф3	$Гр'_2$		Гравелит с крупной троговой косой слойчатостью (>10 см). Трехмерные (3D) лингоидные дюны и сложенные ими поперечные бары	10-250 (около 50)
КЛф4	$Гр''_2$		Гравелит с крупной планарной косой слойчатостью. Поперечные прямолинейные бары, сложенные двумерными (2D) гравийными дюнами	15-50
КЛф5	$Гр_3$		То же, представленный окатанными интракластами железистых алевролитов. Русла временных потоков в пойме	5-50 (20)
КЛф6	$Пгр_1$		Песчаники от крупно- до грубозернистых и гравийных с крупной троговой косой слойчатостью (15-40 см).Внутрирусловые лингоидные (3D) дюны и поперечные бары	10-350 (около 80)
КЛф7	$Пгр_2$		Песчаники от мелко- до крупнозернистых с мелкой клиновидной и средней троговой косой слойчатостью (5-20 см) с резкой границей размывав основании, содержат слепки мелких промоин и борозд и интракласты алевролитов. Дюны (3D) и крупная лингоидная рябь, выполняющие русла	8-361 (около 40)
КЛф8	$Пгр_3$		Песчаники от крупно- до грубозернистых и гравийных с крупной планарной косой слойчатостью (15-40 см) с гравием в основании серий. Внутрирусловые дюны с прямолинейными гребнями (2D) и песчаные волны	20-150 (около 45)
КЛф9	$Пгр_4$		Песчаники от средне- до грубозернистых со слоями конформными дну каналов (русел) и мелкой троговой косой слойчатостью (2-5 см). Лингоидная рябь (3D), заполняющая русла	5-70 (около 15)
КЛф10	$Пгр_5$		Песчаники грубозернистые неотсортированные, массивные, залегают в виде небольших линз с размывом на тонкообломочных отложениях поймы. Основание циклов русел прорыва и суспензионных потоков в пойме	2-90 (около 15)
КЛф11	$Пкмз_1$		Песчаники от мелко- до крупнозернистых иногда гравийных с мелкой троговой косой слойчатостью (2-5 см), формируют крупные пологонаклонные серии. Лингоидная рябь на склоне боковых кос, бары латеральной аккреции	40-500 (около 150)
КЛф12	$Пкмз_2$		Песчаники от мелко- до крупнозернистых с крупной мульдовой косой (наклонной) слоистостью (ширина мульд от 100 до 1000 см), осложненной крупной однонаправленной троговой косой слойчатостью (20-50 см), содержат большое количество крупных (до 10-15 см) интракластов алевролитов послойных или рассеянных. Чередующиеся русловые бары и осложняющие их дюны (3D)	11-361 (около 128)
КЛф13	Ппс		Песчаники мелко-среднезернистые тонкопараллельнослойчатые. Верхняя поверхность боковых кос и прирусловых валов (верхний режим течения)	10-150 (около 50)
КЛф14	Пксв		Песчаники мелкозернистые, песчано-алевролитовые пакеты с тонкой волнистой слойчатостью. Мелкая рябь течений поверх боковых кос и прирусловых валов (нижний режим течения)	2-90 (около 5)
КЛф15	Ппкс		Песчаники мелкозернистые с очень мелкой (1-4 см) троговой косой слойчатостью и ясно выраженной мелкоплитчатой отдельностью. Отложения русел прорыва (кревасс) и боковых конусов выноса (сплеев)	1-90 (около 10)
КЛф16	Пмас		Песчаники массивные несортированные преимущественно мелкозернистые алевритистые; как правило, с градационным распределением материала. Отложения паводков на прирусловых валах и пойме	2-90 (около 25)
КЛф17	Ппп		Песчаники тонко-мелкозернистые параллельнополосчатые (ленточные) с тонкой горизонтальной слойчатостью. Отложения временных водоемов (озер) на пойме	30-80
КЛф18	Агр		Алевролиты с примесью крупного песчаного материала, редко гравия. Отложения паводков на прирусловых валах	1-15 (около 2)
КЛф19	Акпс		Алевролиты и аргиллиты с тонкой волнистой и параллельной слойчатостью (0,1-0,3 см). Отложения слабых течений на прирусловых валах и пойме	1-180 (около 10)
КЛф20	АГ		Аргиллиты листоватые (завершающий элемент циклов наводнений). Отложения временных водоемов на пойме	1-5
Клф21	М		Мергели, доломиты глинисто-алевролитистые с тонкой горизонтальной слойчатостью, в виде тонких одиночных слоев. Отложения временных водоемов на пойме	1-3

http://jurassic.ru/

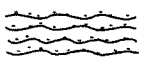
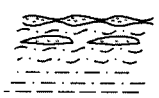
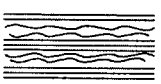
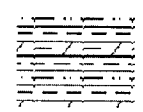
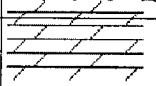
Таблица 2.2.

Литофации мелководно-морских отложений вендской молассы (тасеевская серия) юго-запада Сибирской платформы

№ литофации	Индекс	Графический индекс	Характеристика литофаций субобстановок и режимов осадконакопления	Диапазон колебания мощности и среднее значение (в скобках) см
МЛф1	$К_2$		Конгломерат мелко-среднегалечный кварцевый и кварцитовый или рассеянная галька среди грубозернистых песчаников. Дюны трехмерные (3D) верхней части предфронтальной зоны пляжа	10-50
МЛф2	$Гр_1$		Гравелиты, грубозернистые песчаники, в виде линзовидных слоев приурочены к кровле песчаных баров; остаточные (лаговые) отложения, фиксирующие приостановку или окончание развития баров. Гребни баров.	5-15
МЛф3	$Гр_2$		Гравелит, часто неотсортированный со слабо обработанным материалом, с нижней эрозионной границей, неслойчатый или мелкокосослойчатый. Остаточный гравий временных русел в виде плоских тел и линз на дельтовой равнине	5-20
МЛф4	Ппс		Песчаники средне-крупнозернистые параллельнослойчатые, часто с гравелитом или включениями гравия в основании пакетов, а также слойков минералов тяжелой фракции, залегают со слабым размывом на поверхности баров и образуют пологонаклонные пакеты. Поверхность отката воды в сторону моря, зона нижнего пляжа	2-64 (около12)
МЛф5	$Пкс_1$		Песчаники грубозернистые гравийные или с рассеянной галькой кварца и кварцитов, иногда мелких интракластов аргиллитов; залегают в виде крупных троговых косых серий (20-70 см) и мульд (ширина от 1 до 5 м), осложненных грядовой рябью течений. Дюны трехмерные (3D), слагающие прибрежные песчаные валы (бары) в верхней части предфронтальной зоны пляжа	22-256 (около128)
МЛф6	$Пкс_2$		Песчаники мелко-среднезернистые с троговой косой слойчатостью (от 20-50 см в нижней части пластов, осложненные рябью до 2-5 см в верхней их части), со слабым врезанием в подстилающие отложения. Дюны трехмерные (3D), слагающие песчаные валы (бары) в средней и нижней частях предфронтальной зоны пляжа	16-181 (около 55)
МЛф7	$Пкс_3$		Песчаники средне-и крупнозернистые с крупномасштабной плоскопаралельной косой слоистостью. Разделы слоев и серий маркированы тонкими темно-серыми алевро-аргиллитовыми слойками; внутренняя текстура косых серий толстослоистая, падение форсетов западное и юго-западное. Передовые склоны мигрирующих крупных подводных баров предфронтальной и переходной зон	40-180
МЛф8	$Пкс_4$		Песчаники гравийные и грубозернистые с мелкой троговой косой слойчатостью, с нижней границей размыва, глинистыми корочками и трещинами усыхания на верхней поверхности. Мелкие русла и промоины проградирующей дельтовой равнины, переработанные морем	5-20
МЛф9	$Пкс_5$		Песчаники средне-и крупнозернистые со среднемасштабной троговой косой слойчатостью. Мигрирующие мелкие трехмерные дюны, отложения течений образуют плоские лоскутные покровы в предфронтальной и переходной зонах	20-60
МЛф10	Пвс		Песчаники средне и мелкозернистые флазерные и волнистослойчатые Отложения мелкой течениевой ряби; предфронтальная и переходная зоны	1-90 (4), (32)
МЛф11	Ппкс		Песчаники от мелко- до крупнозернистых пологокосослойчатые с мульдовым строением слоев и, часто, с нижней врезанной границей размыва и верхней рябьевой поверхностью и, реже, трещинами усыхания. Устьвые бары подводных промоин	8-64 (около25)
МЛф12	Плбс		Песчаники крупно-мелкозернистые, иногда в верхней части пакетов алевритистые, подразделяются на текстурные интервалы: линзовидно-слоистые с мелкой троговой косой слойчатостью (2-10 см), параллельно-слоистые полосчатые, наклоннослоистые с пологими клиновидными сериями, бугорчатослоистые, часто с мелкими знаками ряби и многочисленными нарушениями слоистости в результате биотурбаций в верхней части пакетов. Проксимальные штормовые отложения нижней части предфронтальной зоны пляжа	2-128 (около 25)

http://jurassic.ru/

Таблица 2.2. (окончание)

№ литофации	Индекс	Графический индекс	Характеристика литофаций субобстановок и режимов осадконакопления	Диапазон колебания мощности и среднее значение (в скобках) см
МЛф13	Пквс		Песчаники мелкозернистые алевритистые, с параллельной и мелкокосоволнистой слойчатостью с мелкими знаками ряби; мелко и тонкопластовые с прямой градационной сортировкой материала, сменяются вверх алевролитами с параллельной или бугорчатой и косой слойчатостью. Штормовые отложения (темпеститы) переходной зоны	1-22 (около10)
МЛф14	Ппп		Песчаники разнозернистые, параллельнополосчатые, ламинитовые с мелкими линзами (1-3 см) косослойчатых песчаников и многочисленными субвертикальными нарушениями в результате биотубаций. Пакеты в межбаровых ложбинах, шлейфы баров, предфронтальная зона	10-50
МЛф15	АП пвс		Пакеты тонкообломочных пестроцветных отложений; снизу вверх по разрезу: аргиллиты и алевро-аргиллиты параллельнослойчатые постепенно сменяются алевролитами тонколинзовиднослойчатыми, затем песчаниками тонко-мелкозернистыми и алевролитами с флазерной текстурой, песчаниками мелкозернистыми линзовиднослоистыми. Отложения межрусловых заливов (лагун) на дельтовой равнине	6-64 (23)
МЛф16	Абс		Алевролиты и аргиллиты с тонкой параллельной и бугорчатой слойчатостью, иногда с базальными линзочками мелко-тонкозернистых песчаников. Дистальные штормовые отложения (темпеститы) нижней части переходной и дальней зон	2-16
МЛф17	Анс		Алевролиты с волнистой и параллельной слойчатостью с линзовидными мелкими (0.5-2 см) слоями тонкозернистых песчаников в пологокосослоистых (наклоннослоистых) пакетах, с четкой нижней границей размыва и базальным пакетом (15-20 см) косослойчатых песчаников. Отложения течений в шельфовых каналах	100-300
МЛф18	Апвс		Алевролиты тончайшепараллельно- и волнистослойчатые, иногда, с линзовидными мелкими (2-3 см) слоями или линзами песчаников, слоистость равномерная и выдержанная. Отложения течений предфронтальной и верхней части переходной зон	20-350
МЛф19	АДпс		Алевролиты, аргиллиты и глинистые доломиты тончайшепараллельнослойчатые (первые мм), листоватые, границы слоев не несут следов размыва, образуют последовательности с тонкообломочными дистальными темпеститами дальней зоны. Гемипелагические отложения	1-30
МЛф20	Дбг		Доломиты строматолитовые биогермные, куполовидные (высотой до 30 см, длиной до 80 см).Забаровая зона	10-30
МЛф21	Дтс		Доломиты тонкослойчатые тонко- и мелкозернистые глинистые. Гемипелагические отложения межбаровых ложбин предфронтальной и дальней зон	12-35

обломочного материала в руслах, типу ассоциаций в руслах и положению их на аллювиальной равнине. Начало накопления нижнего подкомплекса сопряжено с возникновением локального орогена, резко расчлененного рельефа к юго-западу и северо-востоку от грабенообразных впадин и рек, стекавших с поднятия на запад и вдоль передового прогиба на северо-запад и северо-восток. Реки переносили мелкогалечный, гравийный и грубопесчаный материал на погрузившийся край кратона после длительной эпохи высокого стояния и денудации.

Ассоциация (аллювиальная система) гравийной сплетенной реки (140 м) сформировалась в единой долине или в нескольких вложенных друг в друга долинах, границы между которыми провести невозможно. Чаще всего тип речной системы, обозначенный термином "сплетенная река" (braided river) на русский язык переводится как разветвляющаяся река [Словарь, 1978, с.156], что не отвечает точному значению процесса. Последний термин по смыслу обозначает дихотомию потоков, тогда как "сплетение" обозначает их расхождение, схождение и взаимное наложение в пространстве – сеть в пределах широкого русла или долины, т.е. процессы, имеющие место в речных системах с избытком кластического материала [Miall, 1977]. В этой аллювиальной системе распространено ограниченное число литофаций – главным образом масивные конгломераты и гравелиты и косослойчатые грубозернистые, чаще всего гравийные песчаники. Группа литофаций прирусловых валов и поймы незначительна по объему и частоте встречаемости, она представлена

http://jurassic.ru/

параллельнослойчатыми песчаниками с редкими слоями алевролитов. Выделяются три типа последовательностей литофаций – простые и сложные (рис. 2.38, $А_1$, $А_2$). В простые последовательности объединяются две пространственно взаимосвязанные литофации: конгломераты и гравелиты массивные или неяснослойчатые (КЛф1 и КЛф2), гравелиты массивные и песчаники параллельнослойчатые, разделенные поверхностями размыва (КЛф2 и КЛф13). В сложных последовательностях различаются два типа: конгломераты и гравелиты массивные, переходящие в косослойчатые гравелиты, крупнозернистые гравийные песчаники с троговой и планарной косой слойчатостью (КЛф1, КЛф2, КЛф3, КЛф4, КЛф6, КЛф8,) и конгломераты, сменяющиеся вверх косослойчатыми и параллельнослойчатыми песчаниками (КЛф1, КЛф6 и КЛф8, КЛф13). Три типа последовательностей отличаются не только структурой, но и размерами тел. Мощность первого типа последовательностей варьирует от 10 до 130 см, гистограмма (n=18) логнормальная со средним значением в интервале 34-44 см; второго типа – от 15 до 360 см, гистограмма (n=84) близка к логнормальной, среднее значение в интервале 64-90 см; третего типа – от 30 до 500 см, гистограмма (n=36) близка к логнормальной, среднее значение в интервале 128-180 см. Все три типа последовательностей характеризуются уменьшением размеров слагающих их частиц снизу вверх. Эти типовые структуры аллювиальных отложений, широко известные в современных реках и в древних объектах, относятся к типу *сплетенной* гравийной речной системы и по названию современной реки, обозначены как "тип р. Скотт" [Miall, 1977]. По текстурам и стратиграфическим рядам три типа последовательностей литофаций соответствуют: 1) продольным и боковым барам; 2) поперечным и лингоидным барам; 3) каналам (руслам). Три крупных русла (5-7м по мощности) выполнены мелкогалечными конгломератами продольных баров и перекатов, гравелитами и, реже, крупнозернистыми песчаниками проток и подводных дюн, образующими циклические последовательности литофаций меньшего размера (0,5-1,5м) (см. рис.2.38 $А_1$). Тонкообломочные отложения боковых частей русел и поймы резко подчинены. Для ориентированных текстур верх и низ обозначают, соответственно, север-юг. Направление течения реки З-СЗ. Та же речная система эволюционирует и дублирует преобладающие литофации гравийных и песчаных поперечных и лингоидных внутрирусловых баров (см. рис.2.38 $А_2$). Отложения мелких русел (проток) имеют тот же порядок мощности, что и в инициальную фазу развития этой системы. Параллельно с изменением осадочных форм ложа, гранулометрический ряд осадков смещается в песчаную область; крупные русла, в целом, уменьшаются по мощности заполняющих осадков. Направление течения реки С-СВ.

Передовые склоны (форсеты) внутрирусловых дюн направлены в одних пакетах на З-СЗ, в других – на С-СВ. Подошвенные знаки течений, представленные слепками водоворотных промоин и удлиненных борозд размыва, направлены на С-СВ и В. По их измерениям можно заключить об ориентировке речной системы, в среднем, на север с отклонениями в западных и восточных румбах, т.е. вдоль продольной оси Южно-Енисейско-Присаянского передового прогиба.

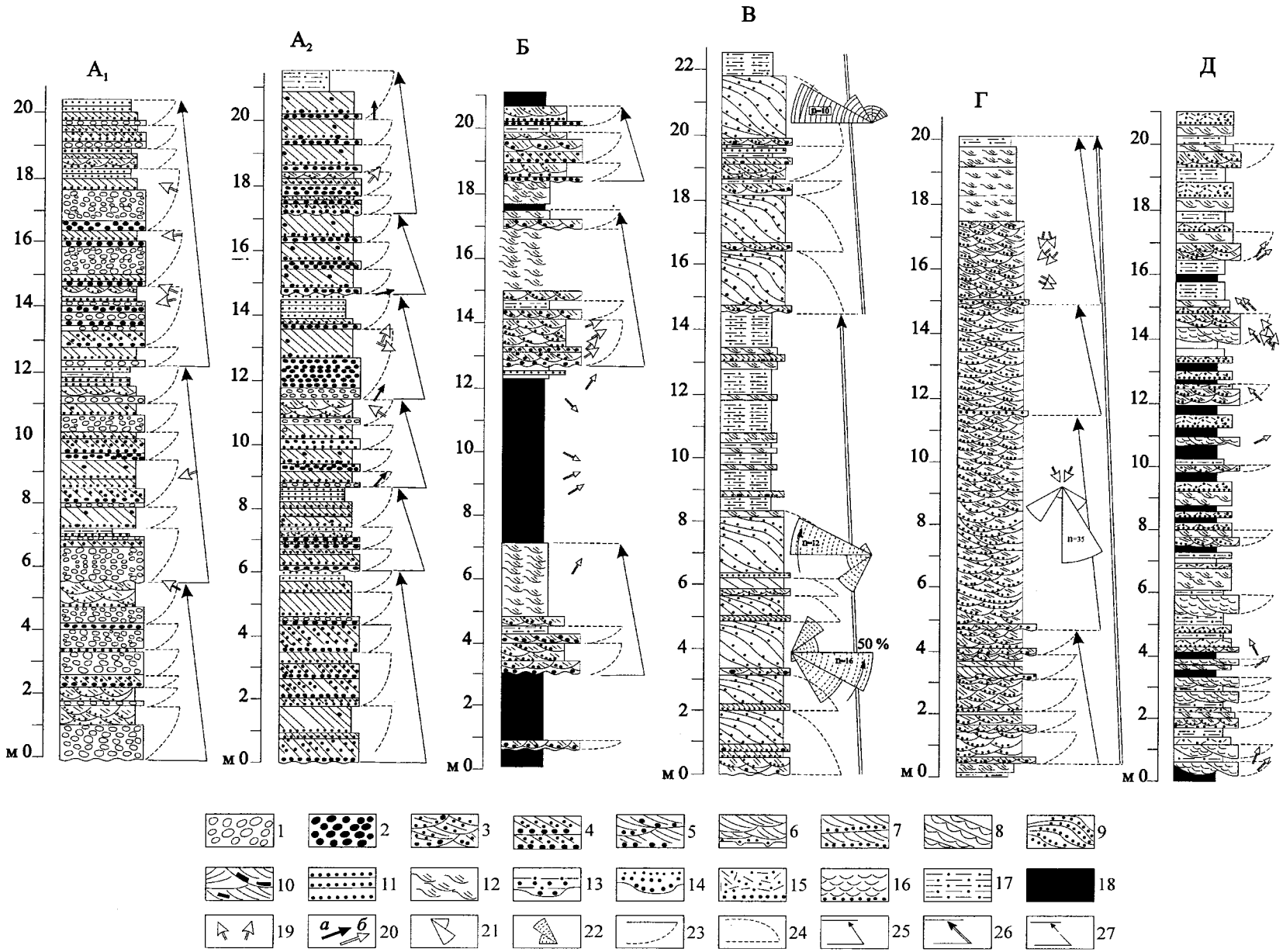
Две вышележащие ассоциации отложений нижнего подкомплекса вскрыты частично (около 30%), поэтому генетическая характеристика дана без статистических данных.

Ассоциация (аллювиальная система) песчаной меандровой реки (150 м) резко сменяет нижележащую и представлена отложениями каналов и межруслового пространства. Типововой для ассоциации каналов является литофация КЛф11 песчаников латеральной аккреции боковых баров (кос). Каналы, выполненные этой литофацией, по мощности меняются в пределах 300-500 см, межрусловые отложения (КЛф 13, КЛф19 и КЛф20) образуют пакеты до 10м. По редким замерам наклонов аккреционных поверхностей кос направление течения реки С-СВ.

Ассоциация дистальной зоны аллювиальной равнины (270 м) представлена однородной толщей несортированных алевролитов и песчаников (КЛф16) с очень неотчетливыми межслоевыми границами. Весьма редкий тип отложений грубозернистых иногда гравийных песчаников (КЛф10) заполняет небольшие промоины временных русел мощностью 50-100см. Массивные несортированные песчанистые алевролиты по структуре соответствуют продуктам периодической разгрузки суспензионных потоков, связанных с наводнениями. Характер литофаций не позволил измерить направления течений. Тонкость гранулометрического состава подавляющей части отложений свидетельствует об отсутствии постоянно действующего водотока и накоплении материала в дистальной зоне аллювиальной равнины за счет временных потоков и воздушного переноса алевропелитовой пыли. Массивные пакеты алевропелитов в ассоциации с отложениями временных площадных потоков, без каких-либо течениевых текстур, сходны с лессовыми отложениями в аридной климатической зоне. Это предположение согласуется с находкой в Присаянье на близком стратиграфическом уровне ледниковых отложений [Советов, 2002 а]. В целом, при переходе от нижележащей системы проявилась ясно выраженное ослабление или стагнация орогенеза от инициальной, с развитым расчлененным рельефом, до фазы его выравнивания.

Верхний подкомплекс (340 м) подразделен на три части, каждая из которых по последовательности отложений образует крупный гемицикл. Первый гемицикл (70 м) представлен двумя ассоциациями: сетчатой реки и временных потоков на межрусловом пространстве.

http://jurassic.ru/



http://jurassic.ru/

Ассоциация (аллювиальная система) гравийной сетчатой реки (25-30 м) состоит из гравийно-песчаных отложений русел , одиночных или сгруппированных в 2-3 этажа, и межрусловых алевролитовых пакетов (см. рис.2.38 Б). Русла имеют ясно выраженную "врезанную" выгнутую вниз морфоструктуру и выполнены литофациями КЛф2, КЛф3, КЛф4 и Клф6 суммарной мощностью 200-500см с шириной каналов 10-20 м. В основании каналов залегает гравелит, но структура, как правило, полицикличная с неоднократным чередованием отложений гравийных и грубозернистых подводных песчаных дюн, сформировавших троговую косую слойчатость. В поперечном сечении русла соединены в цепи, чередуются с тонкообломочными отложениями прирусловых валов и поймы, что соответствует "сетчатому" типу речной системы [Miall, 1996]. К прирусловым валам грубозернистые отложения русел переходят через литофации КЛф10 и КЛф18, а отложения поймы представлены преобладающей КЛф19. Направления течений в русловых и пойменных отложениях – С-СВ, они группируются вдоль передового прогиба.

Ассоциация (аллювиальная система) песчаных временных потоков (40 м) образована преобладающими тонкообломочными отложениями площадного стока и подчиненными песчаными отложениями небольших русел (10-50 см) временных потоков. Тонкообломочные отложения сосредоточены в пакетах (100-500 см) незакономерно чередующихся литофаций – КЛф14, КЛф1, КЛф19 и КЛф20. Повторяющиеся седиментационные события образуют популяцию русел с логнормальным распределением их мощности со средним значением 8-11 см. Тонкообломочные отложения несут многочисленные следы течений – тонкую косоволнистую и параллельнослойчатую текстуру, следы струй, царапин частиц по илистому грунту, остаточные отложения суспензионных потоков, иногда с градационной сортировкой материала. Мелкие временные промоины отличаются от русел предшествующей системы не только размерами, эпизодичностью, но и преобладанием литофации КЛф6. Частота появления промоин в разрезе, связанная с миграцией потоков, измеряется толщиной пакетов тонкообломочных осадков, которая подчиняется логнормальной закономерности, а в среднем равна 150-180 см. Направления течений в промоинах и отложениях площадного стока идентичны – на С-СВ с редкими отклонениями на ЮВ.

Второй гемицикл (180 м) отличается появлением отложений постоянно действующей реки и по структуре сходен с первым.

Ассоциация (аллювиальная система) гравийно-песчаной меандровой реки (100 м) находится в основании гемицикла и представлена последовательностями литофаций заполнения долин и поймы. В совокупности два типа последовательностей литофаций образуют наиболее крупные подразделения этой аллювиальной системы – циклы смещения меандрового пояса. Выделены четыре цикла, снизу – 35, 27, 11 и 27 м. Каждый такой цикл состоит в нижней части из 5-10 циклических последовательностей литофаций заполнения русла, а в верхней – из тонкообломочных отложений прируслового вала и поймы (см. рис 2.38 В). Ключевой элемент этой аллювиальной системы – отложения внутрирусловых и боковых баров (кос) представлены литофациями КЛф6, КЛф11 и КЛф14. Пакеты пойменных отложений представлены литофациями КЛф19 и КЛф20 и более редко КЛф15 и КЛф16. Базальное положение КЛф6 подчеркивается постоянным присутствием в песчаниках интракластов алевролитов из размытых верхних частей предшествующего цикла. Мощность лингоидных баров (КЛф6) имеет логнормальное распределение и среднее значение 30-40 см, тогда как мощность отложений латеральной аккреции боковых кос – (КЛф11) меняется в более широком диапазоне со средним значеним 120-180 см. Мощность русловых циклов, объединяющих две или три литофации, отклоняется в меньшую и большую стороны относительно среднего значения (180-250 см), т.е. подтверждается общее правило – по мере усложнения седиментационной системы ее размер как трехмерного тела увеличивается. Направление течения меандровой реки устанавливалось по ориентации боковых кос. По наклону кос выделены две группы баров – восточного и западного (в современных координатах) берегов реки. Вееры наклонов кос меняются в юго-восток – северо-восточных

Рис.2.38. Типовые последовательности литофаций речных осадочных систем в нижнем аллювиальном комплексе (тасеевская серия, р.Тасеева)

А-Д – Алешинская свита, осадочные системы: A_1 (al_1^1) – гравийной сплетенной реки начальной стадии формирования долины. A_1 (al_1^1) – гравийной сплетенной реки конечной стадии формирования долины. Б(al_2^1) – гравийной сетчатой реки. В(al_2^2) – гравийно-песчаной меандровой реки. Г(al_2^3) – гравийно-песчаной сплетенной реки. Д(al_2^3) – наземной дельтовой равнины

1-18 – литофации: 1 – конгломераты КЛф1, 2 – гравелиты КЛф2, 3 – гравелиты КЛф3, 4 – гравелиты КЛф4, 5 – песчаники КЛфб, 6 – песчаники КЛф7, 7 – песчаники КЛф8, 8 – песчаники КЛф9, 9 – песчаники гравийные КЛфЮ, 10 – песчаники с интракластами алевролитов КЛфП, 11 – песчаники КЛф12, 12 – песчаники и алевролиты КЛф13, 13 – алевролиты гравийные КЛф14, 14 – песчаники КЛф15, 15 – песчаники алевритистые КЛф16, 16 – песчаники КЛФ17, 17 – алевролиты и аргиллиты КЛФ19, 18 – аргиллиты алевритистые КЛф20; 19-20 – направления течений по единичным и массовым замерам: 19 – по косой слойчатости, 20 – по подошвенным знакам: 20а – слепкам водоворотных ямок, 20б – следам движения осадочных частиц и следам течений; 21 – гистограммы форсетов косой слойчатости, 22 – гистограммы наклонной слоистости латеральной аккреции боковых кос; 23-27 – циклические последовательности литофации: 23 – внутрирусловых дюн и заполнения мелких каналов, 24 – боковых кос, 25 – крупных русловых каналов, 26 – заполнения долин, 27 – миграции русел в результате их перехвата (авульсии)

http://jurassic.ru/

румбах в одной группе и юго-запад – северо-западных в другой, что не позволяет однозначно определить наклон речной долины. Средний северный наклон долины меандровой реки, принятый авторами (см. рис.2.38 В), одинаково вероятен, по этим данным, с проградацией системы в южном направлении. Возможно, появление гравийно-песчаной меандровой реки обозначает начало активизации внутренних областей сноса, связанной с межстадиальной дегляциацией, но для доказательства этого еще недостаточно данных. По высоте боковых баров можно заключить, что глубина реки не превышала 3,5 м. Меандровый пояс был сформирован миграцией глубоких долин (до 15-20м). Гравийные отложения находятся в базальной части литофаций кос, тогда как основная их часть представлена крупно-среднезернистыми песчаниками.

Верхняя часть второго гемицикла (80 м) вскрыта фрагментарно, на основании неполных данных можно сделать вывод, что ассоциация отложений долины сменяется пойменной с временными потоками.

Третий гемицикл вскрыт полностью и состоит из двух ассоциаций: резкой проградации речной долины и дистальной части аллювиальной равнины.

Ассоциация (аллювиальная система) песчаной сплетенной реки (26 м) состоит из циклических последовательностей заполнявших русло литофаций со слабо развитым верхним тонкообломочным слоем, когда видна структура "русло в русле"(см. рис.2.38 Г). Каждый русловый цикл начинается с размыва и отложения КЛф6 с гравием и интракластами алевролитов, сменяется среднезернистой модификацией этих отложений и завершается литофациями КЛф13 и КЛф14. Каналы варьируют по мощности от 180 до 1024 см, в среднем 362-512 см. Система образована наслоением внутрирусловых песчаных баров (дюн), выполнивших долину нацело. На схеме показан разрез долины, заполненной отложениями врезанных друг в друга крупных каналов и мелких проток и завершенной отложениями прируслового вала. По наклону форсетов дюн и склонов промоин направление течения реки менялось в узких пределах ЮЗ-ЮВ, т.е. впервые ясно проявилось влияние северной, внутрикратонной области сноса. Это направление характерно для гляциофлювиальных потоков и постгляциальных речных систем, установленных в ассоциации с тиллитами в Присаянье [Советов, 2002 а].

Ассоциация (аллювиальная система) дельтовой равнины (47 м) резко отличается от предшествующей системы абсолютным преобладанием тонкообломочных отложений (см. рис. 2.38 Д). В ассоциации сочетаются тонкообломочные литофации наземной низкой равнины, быстро затопленной морем в чистяковское время, и отложения мелких каналов и промоин-рукавов устьевой части реки, веерообразно расходящихся на СЗ-СВ. В данной ассоциации нет отложений центрального канала. Типичные последовательности подводной части дельты отсутствуют. Характерный элемент системы – литофации мелко-крупнозернистых песчаников с мульдовой слоистостью, показывающий латеральное смещение рукавов.

По гранулометрии, текстурам и морфоструктуре литофаций эта ассоциация образовалась на пойме и примыкала к побережью моря. В пределах ассоциации выделены собственно пойменные отложения, представленные стандартным набором литофаций – КЛф13, КЛф 14, КЛф16, КЛф19, и отложения мелких русел и промоин (мульд) – КЛф9. Мощность последовательностей литофаций в руслах и промоинах от 2 до 64 см с отчетливым логнормальным распределением (n=52) и средним значением в диапазоне 11-16 см. По этим величинам хорошо видно, что русла на дельтовой равнине на порядок меньше русел в пределах долин. Аналогичный вид гистограммы распределения мощности КЛф16 и КЛф14 с таким же средним значением и очень близкие характеристики гистограмм распределения мощности КЛф13 и КЛф19 не является простым совпадением. По характеру отложений и направлениям течений эти литофации входят в одну популяцию осадочных тел, латерально замещающих друг друга. В узких зонах они выполняли каналы, но на значительно большем пространстве представляли собой осадки площадного стока. Мелкие русла и промоины в начале каждого наводнения меняли положение, блуждая по широкой дельтовой равнине. Величина циклов "блуждания", предельная и средняя, близка к аналогичным циклам ассоциации временных потоков первого гемицикла и отражает неизменность параметров аллювиальной равнины. По многочисленным следам течений направления образуют веер в 90° на СЗ-СВ. Изменение направлений происходит в каждой промоине, а суммарная гистограмма – дельтообразная со средним направлением на север.

Во время формирования нижнего аллювиального комплекса имело место четырехкратное усиление темпов эрозии и оживления динамики речных систем и четырехкратное ослабление интенсивности водных потоков, сокращения или исчезновения центральной реки. Проградация аллювия, а также погрубение русловых отложений мы связываем с активностью областей сноса, оживлением речной сети в связи с периодами дегляциации и наложением на этот процесс подъемов базиса эрозии в связи с изменением уровня моря.

2.3.5.5.2. Нижний мелководно-морской комплекс

Нижний мелководно-морской комплекс представлен отложениями чистяковской свиты (270 м) и сменяет систему алешинской наземной и подводной дельтовой равнины. В разрезах на правом берегу р. Ангары выше скалы Гребень и по р. Тасеева мелководно-морской комплекс подразделен на три подкомплекса, представляющих собой крупномасштабные последовательности с увеличением роли более крупнозернистых отложений вверх по разрезу (рис. 2.39 А). Подошва ниж-

http://jurassic.ru/

него сиквенса (cst_1) проведена в основании осадочной системы наибольшей трансгрессии моря (transgressive systems tract – TST), начало среднего и верхнего сиквенсов (cst_2, cst_3) совпадпет с падением уровня моря, врезаем временных русел и размывом отложений предфронтальной зоны пляжа (lowstand systems tract –LST). Сиквенсы завершаются осадочными системами высокого стояния уровня моря (highstand systems tract – HST) и проградацией отложений предфронтальной зоны (в cst_1 и cst_2) и дельтовой равнины (cst_3). В сиквенеах выделяются циклы седиментации более высокого порядка, которые соответствуют парасиквенсам в понимании [Vail et al.,1991].

В составе нижнего (93 м) и среднего (99 м) подкомплексов выделяются три группы ассоциаций литофаций, которые можно сопоставить с седиментационными системами, характеризующими обстановки и режимы осадконакопления, типичные для дальней зоны мелководного шельфового бассейна, для переходной и для предфронтальной зон затопляемого пляжа [Эллиотт, 1990]. В верхнем подкомплексе (78 м) выделены две осадочные системы: нижняя представлена ассоциациацией штормовых баров и темпеститов, а верхняя – ассоциацией отложений дельтовой равнины. В первом подкомплексе в зависимости от палеогеографического положения выделяются 6 ассоциаций отложений.

***Ассоциация дистальных темпеститов и гемипелагических отложений – осадочная система дальней зоны* шельфа(50 м).** На р. Тасеева в составе ассоциации преобладают тонкослоистые алевро-аргиллитовые гемипелагические отложения (МЛф19) в сочетании с сантиметровыми и дециметровыми пакетами алевро-аргиллитовых дистальных темпеститов (МЛф16) и редкими пакетами песчано–алевролитовых темпеститов (МЛф13). Эти отложения слагают выдержанные по простиранию пачки (8 – 12 м), разделенные полого врезанными линзовидными пакетами (1.2 – 2,5 м) серых и бурых алевролитов с линзами мелкозернистых песчаников (МЛф17), отвечающих дистальным частям шельфовых каналов или эпизодам ураганных штормов.

***Ассоциация отложений (осадочной системы) переходной и предфронтальной зон* (37 м)** на р.Тасеева завершает разрез нижнего подкомплекса. Она представлена главным образом чередованием пакетов (12 – 35 см) волнисто- и бугорчатослоистых алевролитов (МЛф16) и песчаников (МЛф13). Здесь также присутствуют отдельные маломощные (до 0.4 – 0,6 м) пласты флазерных волнистослоистых и косослоистых песчаников (МЛф10 и МЛф9), интерпретируемых как лоскутные песчаные покровы мигрирующей ряби и дюн в переходной зоне пляжа.

На р. Ангаре, выше скалы Гребень, обнажена только верхняя часть первого подкомплекса (43 м), в составе которой снизу вверх выделяются 4 пакета, отвечающие обстановкам осадконакопления переходной и предфронтальной зон.

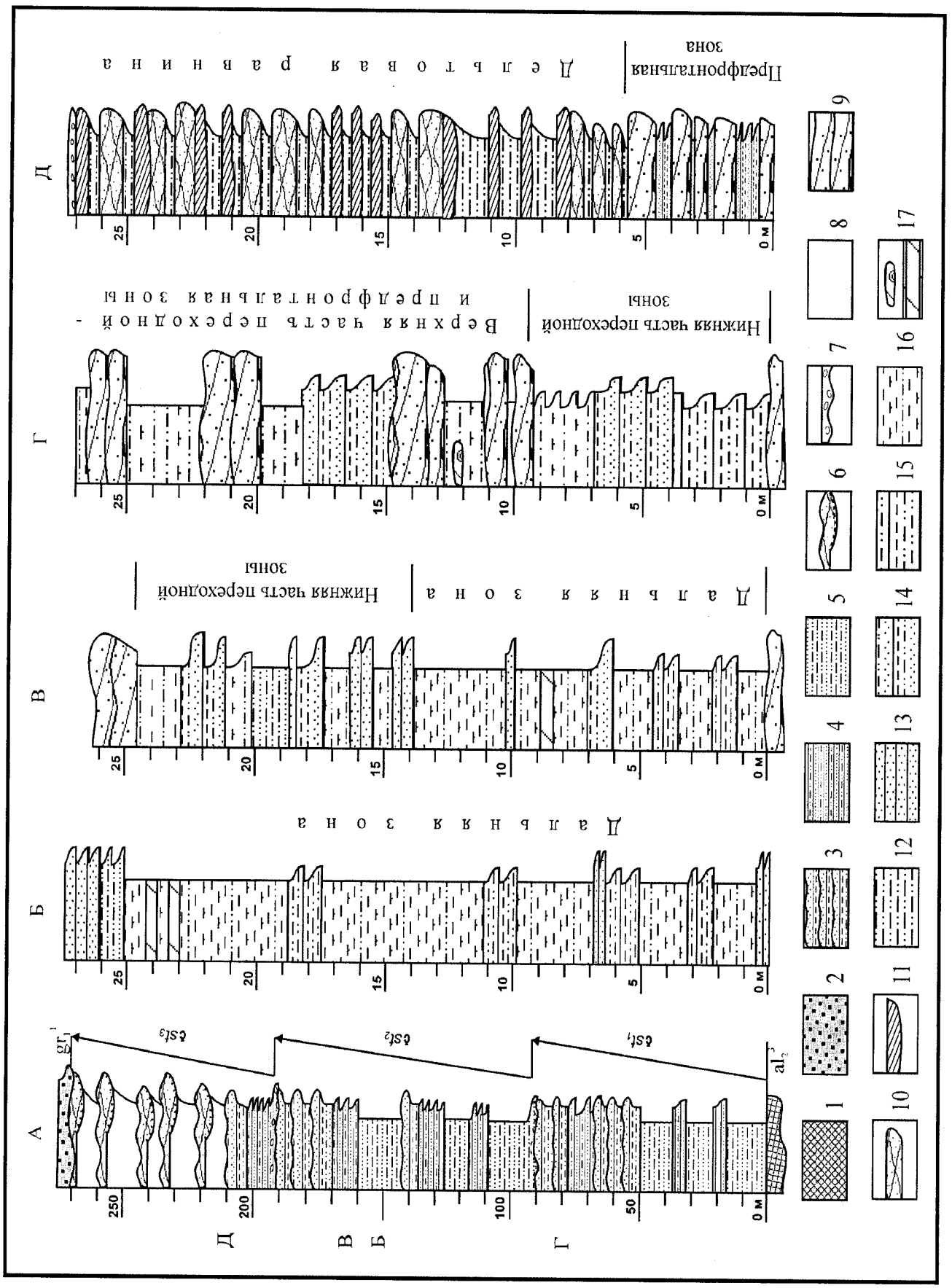
Пакет параллельнослоистых алевролитов и маломощных лоскутных песчаных покровов (осадочная система переходной зоны) (8 м). В его строении принимают участие слои (от 0,84 до 3,08 м, в среднем 1,6 м) алевролитов (МЛф18), чередующиеся с пластовыми телами песчаников “лоскутных” покровов (МЛф9 и МЛф10) мощностью от 0,18 до 1,46 м (в среднем 0,65 м).

Пакет косослоистых песчаников подводных баров, тонкослоистых алевролитовых и алевро-аргиллитовых межбаровых или забаровых отложений (осадочная система верхней части переходной и предфронтальной зон) (9 м). К отложениям подводных мигрирующих баров отнесены пачки (2.1 – 2,4 м,) содержащие в нижней части песчаники средне- и мелкозернистые (МЛф10 или МЛф12), а в верхней – пакеты песчаников с средне- и крупномасштабной косой слоистостью (МЛф7 и МЛф9), иногда с маломощными линзами гравелитов (МЛф2). Разделяющие их межбаровые отложения (пачки 2,4–1,7 м), представлены тончайшепараллельнослоистыми (слойки толщиной в первые миллиметры) алевро-аргиллитами, мергелями или глинистыми доломитами (МЛф19), а также алевролитами с тонкими линзочками песчаников (МЛф18).

Пакет параллельнослоистых алевролитов, песчано-алевролитовых и алевролит-аргиллитовых темпеститов (осадочная система нижней части переходной зоны) (9 м). В составе пакета снизу вверх выделяются три части: тонкое неравномерное переслаивание параллельнослоистых алевролитов и линзовиднослоистых песчаников (МЛф18) (2,9 м); проксимальные песчано-алевролитовые темпеститы (МЛф12) (4 м) и алевролит – аргиллитовые темпеститы (МЛф16) (2,1 м).

Пакет песчаников подводных баров, лоскутных покровов, а также алевролитовых, алевро-аргиллитовых и глинисто-карбонатных межбаровых отложений (осадочная система верхней части переходной и предфронтальной зон) (17 м). Представлен циклическими последовательностями отложений мощностью от 2,85 до 3,88 м (в среднем, 3,4 м) с увеличением вверх относительно крупнозернистого материала и мощности слоев. Базальные части последовательностей (1,81 - 3,20 м, в среднем 2,26 м) представлены обычно паралельнослоистыми отложениями течений (МЛф18) и штормов (МЛф13), а также гемипелагическими отложениями (МЛф19), содержащими иногда отдельные биогермы строматолитовых доломитов (МЛф20) или дециметровые слои тонкозернистых глинистых доломитов (МЛф21). Верхние части последовательностей (0,77 – 1,93 м, в среднем 1,57м) представлены песчаниками лоскутных покровов (МЛф9 и МЛф10) или баров предфронтальной зоны (МЛф7, МЛф9 и МЛф10). Общий вид строения двух последних ассоциаций представлен фрагментом разреза на рис.2.39 Г, где можно наблюдать смену (снизу вверх) алевролитовых темпеститов отложениями с заметной ролью песчаных баров.

http://jurassic.ru/



http://jurassica.ru

Второй подкомплекс (99 м на р. Тасеева и 85 м на р. Ангаре) по составу отложений и строению ассоциаций аналогичен первому подкомплексу и состоит из двух крупных последовательностей с увеличением зернистости вверх по разрезу (см. рис. 2.39 А). На р.Тасеева нижняя последовательность представлена ассоциацией (32 м) тончайше-параллельнослоистых алевроаргиллитов и мергелей (МЛф19 и МЛф21) – ***осадочной системой дальней зоны***, сменяющейся вверх по разрезу ассоциацией (18 м) песчано-алевролитовых (МЛф13) и алевролит-аргиллитовых (МЛф16) темпеститов – ***осадочной системой переходной зоны***.

В разрезе на р. Ангаре около скалы Гребень второй подкомплекс залегает с незначительным размывом на подстилающих отложениях и начинается пакетом (1,4 м) массивных песчаников, содержащих мелкие уплощенные интракласты бурых алевролитов, что свидетельствует о резком понижении уровня моря и проградации в переходную зону прибрежной обстановки осадконакопления, в частности, отложений проксимальных частей штормовых каналов. В целом же, нижняя часть (41 м) второго подкомплекса представлена разнообразными штормовыми отложениями – ***осадочной системой переходной зоны*** (см. рис. 2.39 А). Снизу вверх в этом разрезе выделены 3 пакета отложений.

Пакет алевролитов течений, темпеститов и песчаников "лоскутных" покровов (19 м). Среднемасштабные (2,52 – 4,70 м, в среднем 2,85 м) последовательности с увеличением снизу вверх относительно крупнозернистого материала, состоящие из слоев (1,1 –3,4 м, в среднем 1,86 м) параллельно- и волнистослоистых алевролитов и алевро-аргиллитов (МЛф18) или песчано-алевролитовых (МЛф13) и алевро-аргиллитовых (МЛф16) темпеститов, смеяющихся вверх по разрезу пакетами (0,72 – 3,0 м, в среднем 1,6 м) массивных и волнистослоистых песчаников "лоскутных" покровов (МЛф9 и МЛф10).

Пакет проксимальных и дистальных темпеститов (18 м). Чередование интервалов мощностью от 1,1 до 3,8 м параллельно- и бугорчатослоистых алевроаргиллитовых дистальных темпеститов нижней части переходной зоны (МЛф16) и песчаноалевролитовых и песчаниковых темпеститов (по 0,7 – 3м) верхней части переходной зоны (МЛф13).

Пакет песчаников баров – предфронтальная зона (4 м). Мелко-среднезернистые косослоистые (МЛф7, МЛф12) и волнистослоистые (МЛф10) песчаники, чередующиеся в виде выпуклых вверх плоских тел.

Верхняя половина второго подкомплекса в разрезе у скалы Гребень представлена последовательностью отложений (45 м) с увеличением относительно крупнозернистого материала снизу вверх и состоит из двух ассоциаций: 1) дальней зоны, 2) переходной и предфронтальной зон.

Ассоциация отложений (осадочная система) дальней зоны (14м). Чередование пакетов (1,2 – 4,0 м) тонкослоистых гемипелагических (МЛф19) отложений и пакетов штормовых отложений (МЛф16 и МЛф13) несколько меньшей мощности (см. рис. 2.39 Б). Показана смена типов штормовых отложений от алевролитовых к песчано-алевролитовым с одновременным возрастанием числа и мощности слоев с приближением к берегу.

Ассоциация отложений (осадочная система) предфронтальной зоны (31м)

Пакет отложений переходной зоны (11 м). Параллельнослоистые алевролиты (МЛф18), дециметровые слои штормовых отложений (МЛф16 и МЛф13) и отдельные пласты песчаников "лоскутных" покровов (МЛф9 и МЛф10) (см. рис. 2.39 В).

Пакет отложений предфронтальной зоны (20 м). Тесно связанные слои (1,3 м - 2,5 м, в среднем 1,8 м) косослоистых и волнистослоистых песчаников мигрирующих баров, представленные последовательностями отложений (МЛф10) >(МЛф9) >(МЛф7) >(МЛф2), чередующиеся с субпакетами (1,2 –2,7, в среднем 1,7 м) параллельно- и волнистослоистых алевролитов (МЛф18) и, иногда, песчано-алевролитовых темпеститов (МЛф13). Несколько иное строение имеет верхняя часть второго подкомплекса в разрезе на р Тасеева, где она представлена двумя последовательностями, каждая

Рис.2.39. Типовые последовательности литофации нижнего (чистяковского) мелководно-морского осадочного комплекса (тасеевская серия, чистяковская свита, р.Тасеева в районе устья р.Усолки и р.Ангара, Шалыгинская антиклиналь). А – Сиквенс-стратиграфическое строение комплекса. Стрелками показаны циклические последовательности 3-го порядка – сиквенсы. Б - В – детальные последовательности отложений дальней и переходной зон (csti)
Г – детальная последовательность отложений переходной и предфронтальной зон (csti). Д – детальная последовательность отложений предфронтальной зоны и дельтовой равнины, затопляемой морем
1 – верхняя часть нижнего аллювиального комплекса ($aЬ^3$); 2 – нижняя часть верхнего аллювиального комплекса (gri^1); 3-8 – преобладающие ассоциации отложений: 3 – баров и межбаровых ложбин (МЛф2, МЛф7, МЛф9, МЛфЮ, МЛф18, МЛФ19, МЛф20), 4 – проксимальных темпеститов (МЛф13), 5 – дистальных темпеститов и гемипелагических осадков (МЛф16, МЛф19), 6 – устьевых баров, покровных песков и русел, переработанных морем (МЛф8, МЛФ15), 7 – врезанных временных русел (МЛФЗ), 8 – межрусловых ложбин (лагун), дистальных и боковых частей песчаных покровов (МЛф15); 9-17 – преобладающие литофации: 9 – песчаных баров (МЛф7, Млф2), 10 – песчаных покровов (МЛф9, МЛфЮ), 11 – песчаных и гравийных временных русел , переработанных морем, устьевых баров подводных промоин (МЛф8, МЛфН), 12 – межрусловых заливов (лагун) (МЛф15), 13 – песчаных проксимальных темпеститов (МЛф12), 14 – песчано-алевролитовых проксимальных темпеститов (МЛФ13), 15 – алевролитовых дистальных темпеститов (МЛф16), 16 – гемипелагических алевролитов, аргиллитов и доломитовых мергелей (МЛф18, МЛф19), 17 – строматолитовых и тонкообломочных доломитов (МЛФ20)

http://jurassic.ru/

из которых начинается ***ассоциацией отложений дальней зоны*** (соответственно 32 и 26 м), а завершается ***ассоциацией отложений переходной зоны*** (18 и 23 м).

Строение ассоциаций отложений, слагающих первый и второй подкомплексы, позволяет достаточно надежно определить основные параметры обстановок осадконакопления. Осадочная система дальней зоны формировалась в относительно глубоководных обстановках, ниже базиса воздействия штормовых волн, где происходило накопление тонкодисперсных гемипелагических осадков, в основном поставляемых мутьевыми дистальными потоками штормов. Восточная и юго-восточная ориентировка плоскопараллельных косых серий в отложениях дистальных частей штормовых каналов позволяет предполагать, что береговая линия располагалась на западе и северо-западе.

Переходная зона, положение которой можно определить, с одной стороны, основанием нормальных волн, а с другой – базисом штормовых волн, характеризуется мелкозернистыми темпеститами с отчетливым мелкомасштабным циклическим строением в парагенезе с дециметровыми пластами песчаных "лоскутных" покровов, формировавшихся в результате переработки штормовых отложений и переноса песчаного материала вдольбереговыми течениями. Судя по преобладающему северо-западному простиранию гребней асимметричной ряби и юго-западной ориентировке падения форсетов косой слойчатости песчаников и алевролитов, вдольбереговые течения в основном ориентировались с СВ на ЮЗ. Наиболее мелководные отложения предфронтальной зоны формировались в обстановке сильных нагонных (усиленных штормами) течений, обусловивших образование и миграцию крупных донных форм – дюн и подводных баров в З-ЮЗ направлении. С наиболее значительными и долгоживущими барами ассоциируют пачки тонкозернистых отложений, формировавшихся из взвеси в защищенных от прямого воздействия волн и течений забаровых участках прибрежной зоны.

Строение первого и второго подкомплексов отражает сложную картину миграции крупных донных форм на фоне общей проградации относительно более мелководных зон внутрь морского бассейна, происходившей в условиях высокого стояния уровня моря. В то же время трансгрессии, по-видимому, предшествовало резкое падение уровня моря, о чем свидетельствует размыв в основании подкомплексов.

Верхний подкомплекс резко отличается от нижележащих более грубозернистыми осадками и их пестрой окраской. Этот подкомплекс, переходный к мошаковскому аллювиальному комплексу и с ним тесно связанный, имеет нижнюю резкую границу размыва, что свидетельствует о резкой проградации аллювия и выдвижении в бассейн дельтового комплекса. В верхнем подкомплексе выделены две осадочные системы: предфронтальной и верхней (дельтовой) зон берегового склона.

***Ассоциация штормовых баров и темпеститов (осадочная система) предфронтальной зоны* (25 м)** сложена в основании гравелитами, залегающими на поверхности глубокого размыва, выше – пакетами (0.5-5 м) проксимальных песчаных темпеститов МЛф12 (по 0,10-0,25 м), массивными пластами песчаников волнисто- и пологокосослойчатых штормовых баров – МЛф7 (0.5-1.5 м) и пакетами мелковолнисто- и параллельнослойчатых алевролитов МЛф18 (0,5-2 м) межбаровых ложбин. Снизу вверх количество штормовых пакетов убывает. Ассоциация накопилась при обильном поступлении кластического материала.

***Ассоциация (осадочная система) наземной и подводной дельтовой платформы* (25 м)** сложена главным образом субаквальными и меньше субаэральными отложениями мигрирующих дельтовых проток и ложбин (мелких заливов) между протоками – МЛф8, МЛф9, МЛф10, МЛф11, МЛф15. Переход от одной зоны к другой связан с проградацией дельты и появлением "дельтовых" циклов мигрирующих русел 4-го порядка с укрупнением зернистости вверх. В каждом цикле 4-го порядка отложения наземных русел перекрывают отложения устьевых баров, которые, в свою очередь, с постепенным переходом перекрывают отложения межрусловых заливов (лагун).

В составе ассоциации выделяются циклические последовательности отложений, фиксирующие переход от наземной части дельты к подводной дельтовой платформе. Наиболее близкие к континенту последовательности с увеличением крупнозернистого материала и масштаба текстур снизу вверх заканчиваются отложениями русел, частично переработанных морем: МЛф52 →Млф11→МЛф10→МЛф8. Мощность последовательностей меняется от 32 до 128 см (n=16, средняя 64 см). Значительно большее число последовательностей (n=30, от 16 до 256 см, средняя –64 см) заканчивается пологонаклонными мульдами устьевых баров, налегающих на различные отложения межбаровых заливов: МЛф15→МЛф11→МЛф8. Абсолютное большинство утоняющихся вверх последовательностей заканчиваются волнистослойчатыми песчаниками волновой переработки устьевых баров: МЛф52→МЛф11→МЛф10. Выделены две разновидности последовательностей отложений, показывающих степень удаленности от устьевых баров. Первая – с хорошо развитыми волнистослойчатыми песчаниками составлена телами мощностью 11-256 см (n= 50, средняя 32-45 см), вторая – дистальная разновидность – 6-64 см (n=40, средняя 23 см). Русловые и баровые отложения подвергались волновому воздействию и образовывали обширные отмели, на которых возникали глубокие трещины усыхания. В целом, утоняющиеся вверх вертикальные последовательности отложений по динамическому действию среды и крупности тел образуют латеральный ряд от дельтовых проток к дистальным алевролитам с текстурами волн и течений. Последовательность позднечистяковс-

http://jurassic.ru/

ких осадочных систем ясно указывает на то, что тектоническая активизация орогена началась именно в это время, и гребенская аллювиальная система, совершенно постепенно сменяющая чистяковскую мелководно-морскую, лишь наиболее яркая фаза проградации аллювиальных систем на кратон коллизионного этапа развития.

2.3.5.5.3. Верхний аллювиальный комплекс

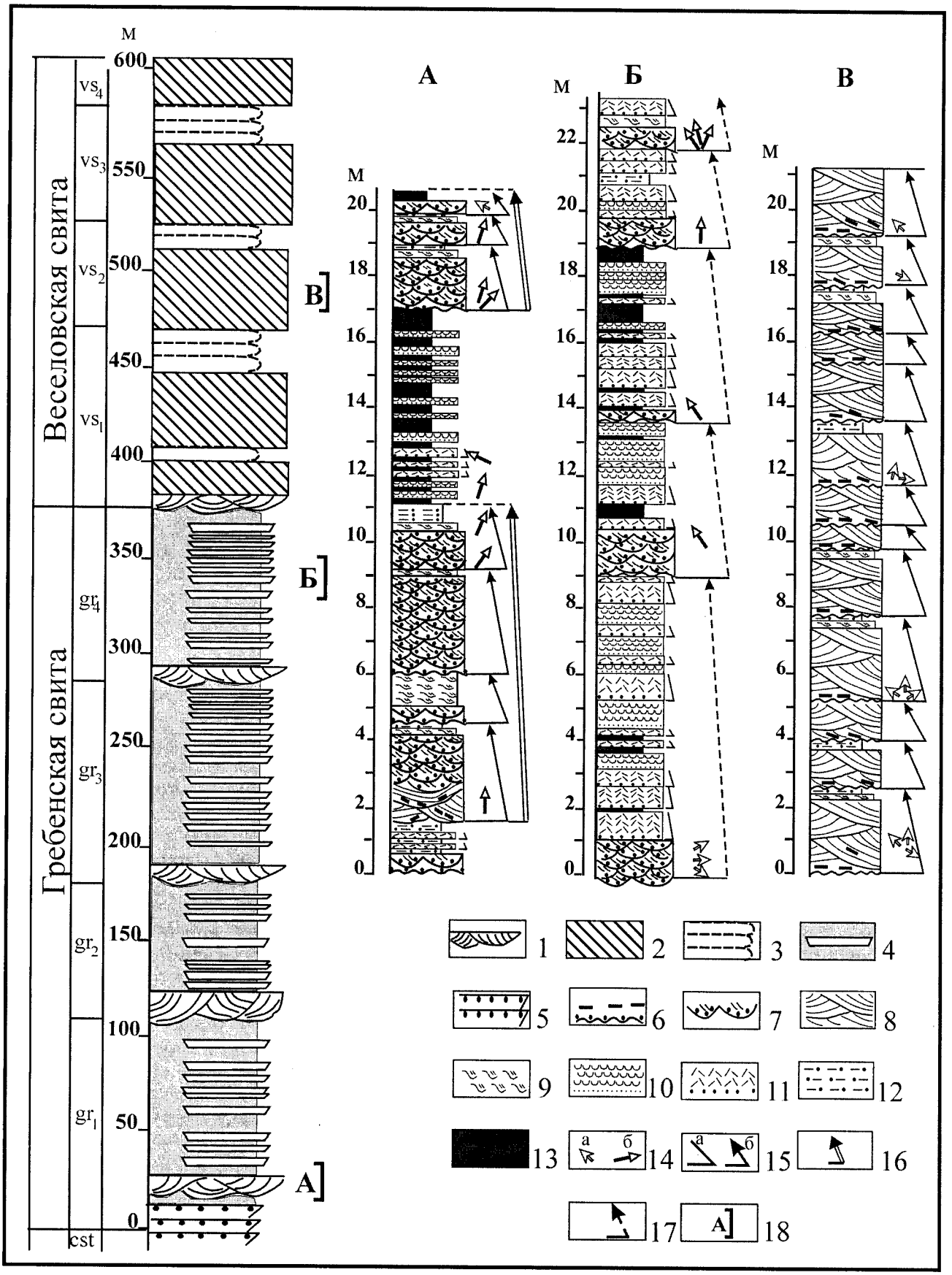
Выделен в объеме гребенской и веселовской свит и детально изучен на р. Ангаре в пределах Шалыгинской антиклинали. Аллювиальный комплекс (646 м) подразделен на два подкомплекса, что послужило основанием для выделения свит: первый (413 м) залегает с постепенным переходом на чистяковском нижнем мелководно-морском комплексе, второй (233 м) довольно резко, но без размыва, сменяет первый подкомплекс и стратиграфически выше переходит в верхний мелководно-морской комплекс редколесной свиты.

Признаки русел определяются прежде всего по морфоструктуре тел с нижней границей размыва пологого выгнутой вниз, хорошей сортировке песчаного материала, многочисленным следам в подошве русел, и текстурам, включениям интракластов тонкозернистых пород в песчаниках, унимодальному распределению направлений течений и циклической последовательностью литофаций, сходной с известными в литературе моделями. В верхнем аллювиальном комплексе широко распространены отложения наводнений, представленные КЛф10, КЛф15, КЛф16. Редкие песчаные и карбонатные литофации небольших междолинных озер не встречены в нижнем аллювиальном комплексе. Выделены две аллювиальные системы регионального масштаба, соответствующие двум подкомплексам.

Ассоциация (аллювиальная осадочная система) песчаной сетчатой реки (413 м) образована тремя группами литофаций: русловыми – 29%, расселин (кревасс) и конусов выноса бокового прорыва – 41% и тонкообломочными пойменными – 30%. Подсчет объема отложений соответствующих групп получен суммированием мощности литофациальных единиц, общее число которых 1562. Внерусловые отложения резко преобладают – 71%, что вместе с характером заполнения русел и формированием циклических последовательностей определяет тип *сетчатой* речной системы с крупными аггрдационными пакетами тонкообломочных отложений на междолинном пространстве. Из списка литофаций, приведенных в таблице 2.1, только отложения чередующихся баров КЛф12 и верхнего режима течения КЛф13 имеют в системе сетчатой реки весьма малое распространение. Литофации главных и второстепенных русел, расселин и плоскостных потоков наводнений отличаются ясным логнормальным распределением мощности, при этом среднее значение размеров главных каналов незначительно больше второстепенных проток. Литофации однотипного события мало раличаются по среднему размеру тел, показывая тем самым существование взаимных переходов между ними по латерали. Из статистических данных следует, что отложения косоволнистослойчатых песчаников (КЛф14) по мощности, в целом, не сопоставимы с косослойчатыми песчаниками (КЛф7) и связаны с ослабленным потоком и завершением развития русел. Разновидности отложений поймы по мощности не имеют отчетливую моду распределения и представляют ряд тел разных режимов течения.

Литофации сетчатой речной системы образуют несколько типов закономерных последовательностей. Большинство русел заполнялось хорошо промытым песчаным материалом в результате многоактного процесса волочения или перекатывания, тогда как отложения русел бокового прорыва и плащеобразные тела наводнений – результат одноактного процесса высокосткоростного турбулентного потока, реже они формировались перемещением мелких донных форм (ряби). Циклические последовательности русел начинаются с границы размыва, хотя врез часто небольшой, и представляют наслоение косослойчатых песчаников подводных дюн и баров, косоволнистослойчатых песчаников вершин баров или борта русла и пакетов тонкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов или массивных песчаноалевролитовых слоев суспензионных потоков: КЛф7>КЛф14>(КЛф10, КЛф15, КЛф16, КЛф19) (рис. 2.40 А). По мощности последовательности русел меняются от 16 до 512 см, распределение мощности всей популяции русел логнормальное со средним значением в интервале 64-90 см. Полная структура циклов наводнений, начинающихся также с размыва: КЛф10>КЛф15>КЛф16>КЛф20. Суммарная гистограмма распределения мощности суспензионных потоков (n=507) логнормальная в пределах 4–180 см и средним значением в интервале 32-44 см. Значительное перекрытие гистограмм размеров русловых отложений и суспензионных потоков показывает их генетическую связь, тем не менее средняя мощность русловых тел и их относительно небольшое число свидетельствуют о том, что это генетически разные ассоциации осадочных тел. Различаются также ранги периодичности их появления в разрезе: 1) русловые отложения сближены в разрезе, при этом внерусловые осадки отсутствуют, либо имеют подчиненое значение, 2) отложения русел чередуются с крупными пакетами отложений боковых конусов и поймы. Многоэтажные (3-5 единиц) “сгущения” русловых осадочных тел в разрезе выделяются как массивные или крупнопластовые пачки мощностью от 5 до 15 м и образуют ассоциации отложений речной долины (см. рис.2.40 А). Они состоят из литофаций внутрирусловых баров и поверхбаровых и поверхрусловых отложений слабых течений. Межканаловое пространство представляло собой устойчивый элемент ландшафта, где вместе с пойменными тонкообломочными литофациями накапливались разнообразные отложения

http://jurassic.ru/



http://jurassic.ru/

площадных потоков наводнений. Течение реки – на С-СВ с субперпендикулярными отклонениями на СЗ в отложениях кревасс.

Периодичность возврата долины в данную местность – *цикл миграции долины* – составляет по мощности разделяющих отложений в подкомплексе снизу вверх – 96, 70, 106, и 92 м, т.е. весьма постоянный. По масштабу такие циклы сравнимы с крупными циклическими последовательностями нижнего аллювиального комплекса и, по-видимому, обязаны своим появлением изменению активности орогена. Периодичность второго типа, измеряемая мощностью тонкообломочных отложений, включающих до трех десятков слоев суспензионных потоков, отображает среднее время изменения положения одиночных русел на аллювиальной равнине. Такое блуждание русел связано, по-видимому, с автоциклическим процессом резкого изменения стока реки и названо авторами *циклом авульсий* (см. рис. 2.40 Б). В строении пакетов (от русла до русла), нет ясно выраженной закономерности наслоения, но их мощность подчиняется логнормальному закону распределения и показывает тем самым статистически закономерный процесс блуждания русел. Периоды авульсий (n=114) отражаются в мощности отложений – от 44 до 1442 см и имеют среднее значение в интервале 256-361 см.

Направления течений сетчатой речной системы, измеренные по многочисленным подошвенным знакам и троговой косой слойчатости в русловых отложениях, меняются в секторе 120° от СВ до СЗ со средним (n=132) направлением реки на север. Замеры в отложениях русел бокового прорыва показывают отклонения на В-ЮВ и на СЗ. Совокупность данных по литофациям, гранулометрическому составу осадков, направлениям течений, соотношению русловых и внерусловых отложений, геометрии тел и строению толщи показывает, что система близка к сетчатому (anastomosed) типу [Nadon, 1994]. Такие системы характеризуются ленточными песчаными телами среди преобладающих тонкообломочных пачек пойменных осадков, сформированных под действием наводнений в сезонные пики расхода воды. Часть отложений площадных потоков сложена мелкими донными формами, другая часть образовалась осаждением из высокоскоростных суспензионных потоков. Особенностью вендской сетчатой речной системы можно считать развитие центральной водной артерии и сети мелких рукавов, что придает ей сходство с гигантским конусом выноса.

Ассоциация (аллювиальная осадочная система) песчаной реки с чередующимися барами (233 м) представлена в разрезе веселовской свитой и отличается прежде всего подчиненным развитием в ней тонкообломочных компонентов. Абсолютно преобладают определенные литофации русловых отложений, и по этому показателю очевидно резкое изменение типа аллювиальной системы. Русловые литофации ограничены по набору и представлены (КЛф12) песчаниками с крупной и гигантской косой слоистостью (по мощности до 3 м). Гистограмма распределения мощности (n=110) логнормальная с модой и средним значением в интервале 128-180 см. Литофация, выполняющая русла, отнесена к так называемым чередующимся барам (alternate bars) [Miall, 1977], прислоненным к бортам русла, и крупным внутрирусловым барам, представляющим мигрирующие по течению макроформы с длинными передовыми склонами – FM по [Miall, 1985] или архитектурный элемент DA [Miall, 1996]. Там, где замеры векторов течений в смежных телах показывают два направления ориентированных относительно друг друга под углом в 120°, иногда до 180°, КЛф12 фиксирует положение боковых баров, прислоненных к двум бортам относительно прямолинейного русла. Известно, что бары выполнения каналов и чередующиеся бары могут плавно переходить друг в друга [Allen, 1983] и образовывать сплошной песчаный покров, выполняющий канал от борта до борта. Весьма важный признак КЛф12 – обилие интракластов алевролитов, фиксирующих периоды подъема уровня воды и увеличения скорости течения. Структура "русло в русле" и малая мощность пакетов внерусловых отложений также отражает соотношение песчаного и тонкообломочного материала, поступавшего из области сноса (см. рис. 2.40 В). Циклические последовательности заполнения русел – КЛф12>КЛф14>КЛф19; КЛф12>КЛф13 и КЛф12>КЛф12 меняются по мощности от 44 до 512 см. Гистограмма распределения мощности (n=114) имеет почти идеальный логнормальный вид со средним значением около 180 см. По этой характеристике каналы прямолинейной реки были крупнее и глубже водотоков

Рис.2.40. Стратиграфическая последовательность аллювиальных систем и типовые последовательности литофаций в верхнем (мошаковском) аллювиальном комплексе (тасеевская серия, р.Ангара)

Детальные последовательности литофаций в аллювиальных системах: А – (gr_1) сетчатой песчано-алевритовой (иловой) реки. Б – (gr_3) второстепенных русел сетчатой реки. В – (vs) прямолинейной песчаной реки с чередующимися барами. Характеристику литофаций см. на рис.2.38 и в таблице 2.1. 1-5 – главные обстановки аллювиальных равнин: 1 – долин сетчатой реки, 2 – долин прямолинейной реки, 3 – проток прямолинейной реки, 4 – поймы сетчатой реки, 5 – дельтовой равнины; 6-13 – литофации и режим седиментации: 6 – размыв и интракласты в основании русловых отложений, 7 – троговая косая слойчатость внутрирусловых баров, 8 – наклонная слоистость прирусловых баров, 9 – косоволнистая слойчатость прирусловых валов, 10 – мелкая косая слойчатость кревасс, 11 –градационная слоистость эпизодических наводнений, 12 – неясная слойчатость слабых течений, 13 – застойных водоемов; 14 – направления течений: а – по форсетам косых серий, б – по подошвенным знакам; 15 – циклические последовательности отложений: а – наводнений, б – русел; 16 – циклы заполнения речных долин; 17 – циклы авульсий; 18 –положение детальных разрезов в колонне аллювиальных систем

http://jurassic.ru/

предшествующей сетчатой речной системы, что связано с кардинальным изменением рельефа орогена и прилегающей аллювиальной равнины. Русловые последовательности прямолинейной реки образуют многоэтажные накопления мощностью 10-20 м, которые можно сравнивать с ассоциациями долин, но они слабо обособлены из-за дефицита тонких фракций (см. рис. 2.40 В). В свою очередь, ассоциации долин объединяются в четыре крупные циклические последовательности: vs_1 – 97 м, vs_2 – 59 м, vs_3 – 55 м, vs_4 – 49 м. Каждая последовательность показывает начальную фазу активного углубления долины и конечную фазу аггредации отдельных русел. Верхний цикл –vs_4 завершается прибрежными забаровыми песчаными отложениями нижней пачки редколесной свиты.

Направление течения реки измерялось по форсетам склонов внутрирусловых и чередующихся боковых баров и подошвенным знакам. По этим данным (n=60) направление тальвега русел менялось от З-СЗ до В-СВ.

Сравнение различных параметров речных систем первого и второго подкомплексов показывает, что во время формирования веселовской свиты произошло резкое изменение характера седиментации регионального значения. Река из многорукавной превратилась в более глубокий единый водоток, унимодально направленный на север.

2.3.5.5.4. Верхний мелководно-морской комплекс

Мелководно-морские отложения верхней части молассы слагают редколесную свиту (295 м). Непосредственный переход между континентальным и морским комплексами не вскрыт, по последовательности отложений морская толща залегает согласно без признаков перерыва. Литологическая граница проходит в толще песчаников по смене литофаций разного генезиса. В сравнении с веселовской свитой гранулометрический состав песчаников редколесной свиты более грубый, в них находятся включения линз и пачек гравелитов и конгломератов, а также рассеянных галек кварца и кварцитов. Конгломераты в основании комплекса, прослеживаемого в виде прерывистой пачки на территории Енисейского кряжа и Присаянья, рассматривались как базальные элементы толщи [Жарков, 1960; Анатольева и др., 1966; Анатольева, 1972; Советов, 1977]. В разрезе Шалыгинской антиклинали они отсутствуют. В настоящее время эти конгломераты рассматриваются нами как показатель наибольшей проградации терригенного комплекса на Сибирскую платформу на фоне региональной трансгрессии моря. По данным седиментологического анализа, конгломераты фиксируют несколько импульсов проградации, оживление рельефа и активности орогена.

Верхний мелководно-морской комплекс представлен одной осадочной системой, состоящей из групп отложений прибрежно-морской зоны моря. Комплекс характеризуется семью типами литофаций (табл. 1.2). Группа литофаций пляжа и предфронтальной зоны пляжа –МЛф4, МЛф1, МЛф5 и МЛф6 представлена более грубозернистыми песчаниками с линзами конгломератов. Конгломераты в рассматриваемых разрезах находятся в средней и верхней частях верхней подсвиты редколесной свиты и коррелируются с более грубозернистыми песчаниками. Косослойчатые песчаники по зернистости и масштабу тел образуют непрерывный ряд, отражающий рост баров от переходной зоны к верхней части предфронтальной зоны пляжа. Средняя мощность баров по выборке (n=100) около 64 см и близка к средней мощности МЛф12, что показывает главную область прибрежного осадконакопления и отражает эпизодичность образования крупных песчаных волн (sand waves) предфронтальной и переходной зон. В полных последовательностях отложений баров видно градационное изменение масштаба троговой косой слойчатости – от крупной внизу до мелкой в верхней части. Появление над барами параллельнослойчатых песчаников верхнего пляжа (МЛф4) со средней мощностью 11-16 см (n=40) фиксирует эпизоды выравнивания и срезания поверхности дюн и начало аккреции к береговой полосе нового бара. По мощности МЛф4 близка к различным текстурным разновидностям МЛф14 и, по-видимому, связана с эпизодами наиболее сильных штормов, изменявших рельеф в проксимальной зоне прибрежья и наслаивавших темпеститы в переходной зоне пляжа. Текстурные особенности отложений МЛф14 в полных последовательностях отражают все интервалы деятельнсти штормов, что встречается довольно редко. В неполных последовательностях хорошо развит базальный горизонт линзовидно-слоистых песчаников с нижней поверхностью размыва и покровный элемент параллельнослойчатых песчаников или песчаников со следами ряби. Наибольее удаленные от берега тонкие модификации МЛф14 характеризуются многочисленными нарушениями слоистости и имеют большое сходство с биотурбациями, но явные следы жизнедеятельности придонных животных встречены только в их стратиграфических и седиментологических аналогах в Присаянье.

Выделены два типа последовательностей литофаций. Первый тип объединяет отложения баров, образующих в предфронтальной зоне пляжа приблизительно параллельную береговой линии серию гряд –МЛф6→МЛф12→МЛф4→МЛф1 или МЛф12→МЛф14→МЛф4→МЛф1. В таких последовательностях видно определенное сходство с последовательностями заполнения каналов с уменьшением масштаба текстур вверх, но нет единой нижней поверхности размыва – атрибута каналов. Последовательности литофаций баров образуют тела с логнормальным распределением мощности в пределах от 22 до 512 см (n=95) со средним значением около 90 см.

Второй тип циклических последовательностей представлен различными модификациями текстурных интервалов в МЛф12 и несет признаки одного штормового события. Эти последовательности начинаются

http://jurassic.ru/

с размыва, снизу вверх становятся более тонкозернистыми, по мощности и строению они резко отличаются от песчаников баров и относятся к собственно штормовым отложениям. Мощность темпеститов варьирует в пределах 4-90 см со средним значением логнормального распределения (n=65) 22-32 см. Среди темпеститов различаются проксимальные разновидности с пологой клиновидной и гамаковидной бугорчато-ямчатой (HCS-hammock-cross-stratification) слоистостью и дистальные с мелкой косой слойчатостью. Оба типа последовательностей образуют весь профиль прибрежно-морских отложений – от баров прибрежной полосы (мощность – первые метры) к проксимальным темпеститам (дециметры) до дистальных темпеститов (первые дециметры – сантиметры). Последовательности литофаций образуют пакеты и пачки, отражающие четыре главные обстановки осадконакопления: 1) забаровую лагуну, 2) пляж + верхнюю и среднюю подзоны предфронтальной зоны, 3) нижнюю подзону предфронтальной зоны, 4) переходную зону от пляжа к внутреннему шельфу. Попарно такие пакеты образуют циклы миграции седиментационных зон. Выделены два типа крупных последовательностей, которые меняются по мощности от 25 до 70 м; им соответствуют стратиграфические пачки. В нижней подсвите такие последовательности начинаются отложениями баров и пляжа верхней подзоны предфронтальной зоны (rl_1^1 и rl_1^3), либо чередованием баров и проксимальных темпеститов средней подзоны предфронтальной зоны (rl_1^2) (рис. 2.41 А). Верхние части последовательностей представлены темпеститами с подчиненными мелкими барами. Переходная пачка между аллювием веселовской свиты и первой баровой ассоциацией редколесной свиты представлена тонкополосчатыми песчаниками забаровой лагуны (25 м), фиксирующими начало формирования прибрежной равнины. Смена отложений в крупных циклах нижнередколесной подсвиты отражает развитие трансгрессии. В верхнередколесной подсвите строение последовательностей иное (см. рис.2.41 Б). Собственно верхнюю часть берегового склона (пляж и верхняя часть предфронтальной зоны) представляют многоэтажные наслоения грубозернистых, часто гравийных песчаных баров мощностью 10-15 м с подчиненными пляжевыми и межбаровыми (ложбинными) отложениями. По основанию баровых песчаников верхнередколесная подсвита подразделена на пачки – rl_2^1 , rl_2^2, rl_2^3, rl_2^4. Эти пачки сходны по строению с современными песчаными береговыми грядами (beach ridge) стрэндовой равнины побережья Мексиканского залива [Curray, Moore, 1964]. Верхняя половина последовательностей представлена пакетами до 20м тонкослоистых ламинитовых алевритистых песчаников с мелкими линзами (от мм до первых см) косослойчатых разнозернистых песчаников. Весьма характерны субвертикальные нарушения слоистости в результате биотурбации, что придает этим отложениям полосчато-пятнистую окраску. Ламинитовые и пятнистые песчаники отождествляются нами с отложениями забаровых ложбин и лагун. Крупные циклические последовательности верхнередколесной подсвиты, регрессивные по структуре, показывают общее отступание береговой линии и проградацию прибрежного комплекса в сторону моря. Механизм проградации и аккреция пляжа – результат действия вдольбереговых течений, связанных со штормами. Выделяются две мегапоследовательности (180 и 115 м), которым соответствуют подсвиты редколесной свиты.

Мегапоследовательности, так же как и циклы миграции береговой линии меньшего порядка, имеют резко выраженное основание наибольшей проградации прибрежных отложений и смещения береговой линии в сторону моря. В нижнередколесной мегапоследовательности преобладают отложения, образованные при переносе материала штормовыми и приливными течениями, доминирование нижнепредфронтальной и переходной зон и, в целом, развитие трансгрессии. Смена отложений в верхнередколесной мегапоследовательности свидетельствует о продвижении в сторону моря забаровой лагуны и, в целом, о регрессии бассейна. Нижние части регрессивных циклов образовались при преобладающем вдольбереговом переносе песчаного материала.

Вся совокупность данных свидетельствует о влиянии импульсов орогенеза на поступление материала в дельту с последующим его разносом вдоль береговой полосы и перемещением на внутреннюю часть шельфа. В частности, с началом каждого цикла седиментации направления течений несколько менялись. Наклоны форсетов и осей подводных дюн в нижнередколесной подсвите варьируют от З-СЗ до В-СВ, направления перемещение баров – от северо-западного в сторону континента (rl_1^1) до восточного и северо-восточного в сторону моря (rl_1^2 и rl_1^3). В нижней части верхнередколесной подсвиты (rl_2^1 и rl_2^2) установлены устойчивые направления течений и перемещения баров на восток в сторону моря, тогда как в верхней наиболее грубозернистой части верхнередколесной подсвиты (rl_2^3 и rl_2^4) равное значение имеют направления на З и В, а также на СЗ-СВ до ЮВ вдоль береговой линии. По этим данным простирание берега моря было субмеридиональным. В целом, на фоне высокого стояния уровня моря, в сравнении с предшествующим этапом развития аллювиальной равнины, происходило формирование и регрессивное наращивание аккреционной прибрежной равнины (strand plain). Верхнередколесная мегапоследовательность прерывается прогрессирущей трансгрессией и формированием глинисто-карбонатных отложений островной свиты.

2.3.5.6. Обсуждение результатов литофациального анализа

Литофации в данной работе рассматриваются как неделимые части разреза и выполняют роль элементар-

http://jurassic.ru/

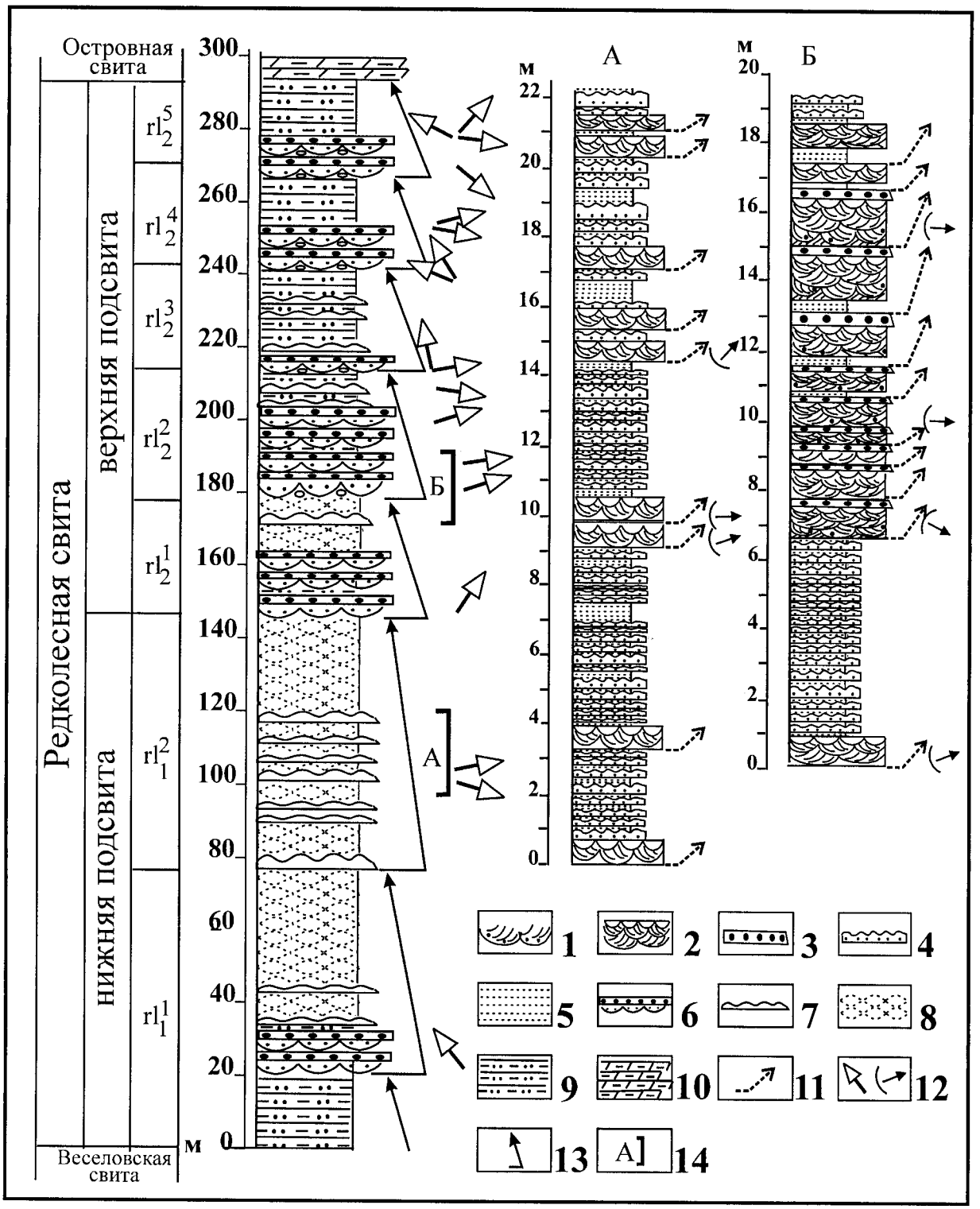


Рис.2.41. Типовые последовательности литофаций верхнего (редколесного) мелководно-морского осадочного комплекса (тасеевская серия, редколесная свита, р.Ангара, Шалыгинская антиклиналь)

А – средняя и нижняя подзоны предфронтальной зоны пляжа. Б – средняя и верхняя подзоны предфронтальной зоны пляжа 1 – крупномасштабные гравийно-песчаные бары (песчаные волны) (МЛф5), 2 – среднемасштабные песчаные дюны и бары (МЛф6), 3 – песчаники и гравелиты кровли баров (МЛф4), 4 – песчаные темпеститы (МЛф12), 5 – песчаные и песчано-алевритовые ламиниты (МЛф14); 6-10 – ассоциации литофаций в предфронтальной зоне: 6 – верхней подзоны пляжа, 7 – средней подзоны пляжа 8 – нижней подзоны пляжа, 9 – забаровых и межбаровых ложбин, 10 – приливной карбонатной равнины; 11 – циклические последовательности обмеления баров; 12 – направления наклона осей мульд крупной троговой косой слойчатости; 13 –циклы углубления бассейна; 14 – положение детальных разрезов в колонне редколесной свиты. Характеристику литофаций 1-5 см. табл. 1.2

http://jurassic.ru/

ных единиц при его описании. Каждая литофация представляет группу осадочных тел, варьирующих по выделенным признакам (морфоструктуре, текстуре, гранулометрическому составу и размеру). Набор литофаций для генетических систем определенного класса постоянен и ограничен (см. табл. 2.1 и 2.2). Как показано в [Miall, 1977, 1996], стандартная классификация литофаций речных отложений применима для современных и древних объектов, т.к. формирование осадочных форм зависит, в основном, от физических параметров потока и размера частиц. Сравнение классификации литофаций в двух вендских аллювиальных комплексах (см. табл. 2.1) со стандартной схемой [Miall, 1996] показывает высокую степень сходства. Основой классификаций являются главные объективные признаки отложений – гранулометрический состав, текстура, а также полевое описание большой выборки осадочных тел. В то же время классификационная схема авторов несколько отличается от вышеназванной стандартной. Авторы придали дополнительное классификационное значение морфоструктурному признаку и на этом основании выделили три литофации ($Пгр_2$, $Пгр_4$, $Пкмз_1$), (см. табл. 2.1), дополняющие список их структурно-текстурных типов. При выделении названных литофаций обращалось внимание прежде всего на морфологию тел, указывающую на выполнение русловых каналов, промоин или наращивание боковых кос.

Морфоструктурные типы отложений применяются для так называемого архитектурного анализа аллювиальных толщ [Miall, 1985]. Архитектурные элементы речных отложений представляют собой равноправные ассоциации литофаций, но могут рассматриваться и как соподчиненные единицы [Miall, 1985, 1996]. Предпосылкой архитектурного анализа служит ландшафтная классификация речных долин, а основанием для выделения элементов – границы, форма и размер тел, ассоциация литофаций и их вертикальная последовательность, природа внутренних границ, направление палеотечений [Allen, 1983; Miall, 1996,]. Архитектурный анализ направлен на выявление особенностей седиментации, типа речной системы и был использован авторами для подразделения аллювиальных комплексов. Из восьми базовых архитектурных элементов А.Майелла в вендских речных системах присутствуют шесть: каналы (русла) – CH; поперечные и продольные гравийные бары – GB; песчаные бары продольной и латеральной аккреции – SB, FM, LA; песчаные и песчано-алевролитовые отложения второстепенных каналов – русла прорыва и шлейфы конусов прорыва – CC; тонкообломочные отложения прирусловых валов и поймы – OF. Подразделения боковых частей русел и внеруслового пространства полностью соответствуют более детальной архитектурной классификации [Miall, 1996].

В тасеевской серии выделены 11 типов (фациальных моделей) аллювиальных систем, отличающихся архитектурой и гранулометрическим составом осадков. Разная детальность описания разрезов и латерального прослеживания тел не позволяют дать исчерпывающую характеристику каждой системе. Принципиальным мы считаем отнесение вендских речных систем к трем главным группам: сплетенной, меандровой и разветвленной (сетчатой). Известные в настоящее время более полные классификации содержат 12-16 моделей аллювиальных систем [Miall, 1985, 1996]. Сравнение вендских моделей с этими более полными классификациями возможно, поскольку используются одни и те же параметры. Две системы долинных речных ассоциаций первого подкомплекса нижнего аллювиального комплекса идентичны, соответственно, моделям мелкой гравийной сплетенной и эфемерной песчаной меандровой рек, (типы B и H); система дистальной части аллювиальной равнины сходна с моделью эпизодических плоскостных потоков (тип P) по [Miall,1996]. В верхнем подкомплексе нижнего аллювиального комплекса системы долинных ассоциаций имеют близкие характеристики (снизу вверх) с типами D, E-G и M [Miall, 1996]. Что касается междолинных систем нижнего аллювиального комплекса венда, то в схеме А.Майелла отсутствуют модели, которым они могли бы быть тождественны. Авторы считают эти системы дистальной разновидностью модели J [Miall, 1996] сетчатой (anastomosed) реки с подчиненным распространением мелких русел. Две аллювиальные системы верхнего аллювиального комплекса по архитектуре весьма сходны с моделями песчаной сетчатой и слабо извилистой сплетенной рек – J и K по [Miall, 1996]. Сетчатая аллювиальная система (гребенская свита) сходна с модельной не только по архитектуре, но также и по средней мощности русловых и пойменных ассоциаций. Слабо извилистая сплетенная аллювиальная система (веселовская свита) сходна с модельной прежде всего по присутствию отложений чередующихся баров с очень крупной косой слойчатостью и узким сектором направлений течений, а также слабому развитию внеруслового тонкообломочных отложений.

Три главных процесса накопления песчаных тел и сопутствующих тонкообломочных отложений характеризуют нижний морской комплекс: перемещение песчаных волн (баров) и покровов в сторону суши, миграция их с помощью вдольбереговых течений, накопление в виде "событийных" слоев, связанных со штормами, в лагуне и переходной зоне берегового склона. Этот комплекс ассоциирует с дельтой и приносом большого количества илового материала. По парагенезу осадочных форм чистяковский комплекс в полной мере сходен с иловой прибрежной "ченьерной" равниной (chenier plain), которая представляет собой чередование песчаных барьеров (beach ridges) и разделяющих иловых полей [Otvos, Price, 1979, Galloway, Hobday, 1996] и свидетельствует о микроприливной обстановке и преобладании волнового процесса перемещения и сепарации материала. Три циклических последовательности показывают трехкратное смещение обстановок се-

http://jurassic.ru/

диментации при изменении уровня моря и нарастании темпа приноса кластического материала в прибрежную зону снизу вверх по разрезу морского комплекса. Вероятно, обилие алевропелитового материала определялось прежде всего размывом во внутренних районах кратона покрова ледниковых отложений предшествующего сибирского оледенения.

Два процесса определяли характер накопления верхнего мелководно-морского комплекса: высокое стояние уровня моря и регрессия береговой линии, связанная с импульсами орогенеза и избытком песчаного материала, наращивавшего пляж. В этой зоне осадконакопление происходило в прибрежной обстановке – на верхнем пляже, на различных уровнях предфронтальной зоны пляжа и переходной зоне к внутреннему шельфу. Формирование прибрежного комплекса определялось вдольбереговой миграцией (с отклонениями в сторону суши и моря) крупных подводных баров, наращивавших береговую зону параллельными грядами. Эти процессы, приводящие к появлению широких прибрежных песчаных равнин (strand plain) рассмотрены на примере побережья Мексиканского залива [Curray, Moore, 1964]. На побережьях со слабыми приливами и преобладанием волновой деятельности в предфронтальной зоне пляжа появляются параллельные подводные бары, которые, выдвигаясь к поверхности, представляли собой песчаные гряды, наращивающие пляж. Седиментация в редколесное время наиболее адекватно отражает структуру и распределение осадков высокоэнергетических волновых побережий с преобладанием песка [Galloway, Hobday, 1996; Einsele, 1992]. Судя по направлениям (часто противоположным) движения подводных песчаных гряд, вторым фактором седиментации были приливы, которые сочетались с волновой активностью. Особенность редколесной ассоциации прибрежной равнины – обилие песка и дефицит тонкодисперсного материала в выносах рек. Три главные фациальные обстановки таких побережий – пляжевые гряды, песчаная предфронтальная зона пляжа и флювиально-дельтовые комплексы, косо расположенные относительно береговой линии [Tyler, Ambrose, 1986], имеют место в верхнем мелководно-морском комплексе. Литофации МЛф4 и МЛф1 соответствуют нижнему и верхнему пляжу, МЛФ5, МЛф6, МЛф12 и МЛф14 – различным подзонам предфронтальной зоны, МЛф11 – переходной зоне к внутреннему шельфу. Отложения песчаной стрэндовой равнины подстилаются ассоциацией песчаной аллювиальной равнины (веселовский подкомплекс), что предопределило обилие песчаного материала в береговой полосе. Направления преобладающих вдольбереговых течений в редколесное время северные, они совпадают с течениями в веселовской речной системе и косвенно указывают на поступление кластического материала с юга. Аллювиальная система также замещает нижнюю часть прибрежного комплекса на севере Енисейского кряжа. Совокупность седиментологических, палеогеографических данных и широкое распространение полосы поздневендских прибрежно-морских отложений по юго-западной периферии Сибирской платформы [Советов, 1977] адекватны рассмотренной модели.

2.3.6. Цикличность осадконакопления и региональное распространение осадочных систем

2.3.6.1. Ледниковые отложения и цикличность седиментации нижнего морского комплекса

Идея закономерной периодичности седиментации и циклических последовательностей отложений (сиквенсов) 3-го порядка вследствие глобальных изменений уровня моря [Vail et all, 1977] апробирована на отложениях нижнего морского комплекса вендской молассы. Стимулом для детальной седиментологической работы в этом направлении было обнаружение в Присаянье в основании оселковой серии (стратиграфического аналога тасеевской серии) ледниковых отложений [Советов, 2002,а].

Позднедокембрийская оселковая серия (1500-2500 м) представляет собой типичный молассовый комплекс, заполняющий на юго-западе Сибирского кратона Присаянскую впадину передового прогиба. Оселковая серия перекрывает со стратиграфическим перерывом и глубоким эрозионным врезом карагасскую серию верхнего рифея и по возрасту разными исследователями относится к верхней части позднего рифея [Хоментовский и др.,1972] или аналогам юдомской серии (венду) [Советов, 1977]. Открытия тиллитового горизонта в основании оселковой серии и биоты бесскелетных Metazoa выше этого горизонта имеют решающее значение для обоснования вендского возраста этой серии и базальных терригенных отложений чехла Сибирской платформы в целом [Советов, 2002,а].

Нижнее стратиграфическое подразделение оселковой серии – марнинская свита налегает на различные свиты карагасской серии со стратиграфическим перерывом без структурного несогласия. Глубина предмарнинского эрозионного вреза по [Брагин, 1985; Хоментовский и др., 1972] и нашим наблюдениям достигает сотен метров, и резкая рельефность этой поверхности объяснялась конседиментационным палеотектоническим поднятием на приплатформенном крыле прогиба. С точки зрения установленных нами фактов эрозионный врез логичнее связывать с ледниковой абразией и резким понижением уровня моря во время оледенения. Нижняя часть оселковой серии в стратиграфически наиболее полном разрезе (бассейн р.Уды) марнинской и нижней части удинской свит общей мощностью 550-600 м подразделена на 11 пачек, составляющих четыре циклические последовательности (сиквенса) 3-го по-

http://jurassic.ru/

рядка – уляхский, огнитский, нижнеудинский и муксутский. Тиллиты находятся в основании нижнего – уляхского сиквенса. Установлены главные признаки ледниковых отложений, в том числе микститовая несортированная структура, характерная форма и ориентировка камней, преобладающее количество камней из пород подстилающей карагасской серии и подчиненное количество из пород кристаллического фундамента Сибирской платформы, ледниковая штриховка и ее ориентировка, многоэтажной строение и вложение одной морены в другую, сопуствующие гляциофлювиальные, озерные и эоловые отложения [Советов, 2002,а]. По главному признаку – гранулометрической структуре – выделены два типа тиллитов: диамиктитовый, названный по литотипическому разрезу тиллитом Уляха, и брекчиевый – тиллит Плиты.

Тиллит Уляха по всем седиментологическим признакам – базальному положению, грубонаслоенным диамиктитам со штрихованными, ориентированными на ЮЗ валунами, междиамиктитовыми каналами, валунными слоями (мостовыми), трещинными промоинами (кревассами) – представляет собой субгляциальный лоджементный тип, аналог донной морены. В классификации главных ледниковых обстановок осадконакопления гранено-валунные брекчии тиллита Плиты и сопутствующие параллельнослойчатые, волнистокосослойчатые и косослойчатые песчаники соответствуют области гляциофлювиальных обстановок с полями эоловых дюн.

Интракратонный тип оледенения устанавливается по векторам течений в гляциофлювиальных и флювиальных отложениях, штриховке и бороздам, ориентировке крупных камней, кратонным источникам аркозового материала, и, косвенно, по ориентировке эоловых дюн. Общее количество замеров в различных разрезах (более 200), а также корреляция юго-западной и центральной частей Сибирской платформы создает надежную основу для отнесения вендских ледниковых отложений Присаянья к материковому типу [Советов, 2002, а, б].

Уляхский сиквенс заканчивается образованием покровных доломитов, связанных с дегляциацией и трансгрессией моря. Выжележащие огнитский и нижнеудинский сиквенсы имеют аналогичное строение: резкую границу перерыва в основании, или границу 1-го порядка по [Vail et all, 1977; Posamentier et all, 1988], ясно выраженную трансгрессивную среднюю часть и аггрдационную мелководно-морскую верхнюю часть. На поверхности перерыва в эрозионных ложбинах залегает комплекс отложений либо континентальных – флювиальных, либо прибрежно-морских, что наблюдалось в основании всех четырех сиквенсов. Такая последовательность седиментации ясно показывает разные уровни базиса эрозии – наиболее низкий уровень моря в начале циклов и наиболее высокий на завершающей фазе. Следовательно, эвстатическая модель циклических последовательностей 3-го порядка, разработанная для мезозоя и кайнозоя, может быть применена для объяснения последовательностей отложений нижнего морского комплекса вендского форландового бассейна Сибирской платформы. Была установлена региональная протяженность этих последовательностей, могущих выполнять роль маркирующих уровней: уляхскому, огнитскому и нижнеудинскому сиквенсам стратиграфически соответствуют верхний аллювиально-дельтовый подкомплекс алешинской свиты и три циклически построенных подкомплекса чистяковской свиты Енисейского кряжа [Советов, 2002 б].

2.3.6.2. Тектоногенная разнопорядковая цикличность молассы

Модель циклической седиментации в вендском форландовом бассейне была разработана на примере одного из наиболее стратиграфически полных и мощных разрезов пздневендской молассы на юго-востоке Енисейского кряжа (рр. Тасеева и Ангара). Последовательность отложений континентальных и мелководно-морских осадочных систем была установлена на основе полевой классификации литофаций. Накопление вендской молассы имеет ярко выраженный циклический характер, свойственный аллювиальным и морским осадочным системам форландовых бассейнов. Выделены шесть рангов циклических последовательностей отложений. В настоящее время нет данных по ранжированию времени формирования циклов в венде, поэтому было проведено их сравнение с фанерозойскими аналогами по масштабу, структуре, особенностям процессов и, в конечном счете, генетической сущности.

С длиннопериодическими тектоническими процессами сопоставлены осадочные циклы 1-го порядка – мегасиквенсы [Vail et al.,1991]; венд-палеозойские бассейны Сибирской платформы составляют такой мегасиквенс. Моласса, в целом, представляет собой крупный трансгрессивно-регрессивный комплекс отложений, по масштабу равный тектоническим и стратиграфическим эпизодам в развитиии эпиконтинентальных бассейнов (мегасиквенсов), связанный с изменением ряда параметров, в том числе конфигурации дренажной сети и скорости прогибания. Такие комплексы образуются при формировании зоны коллизии и литосферной флексуры [Miall, 1997; Vail et al.,1991; Einsele, 1992]. Комплексы, подобные вендской молассе, по длительности и тектоническому значению относятся к циклам и тектоническим эпизодам 2-го порядка и образуют осадочные серии, состоящие из 3-4-х суперциклов [Haq et al.,1987; Van Wagoner et al.,1987; Cycles.., 1991]. Вместе с тем, номенклатура циклов 2-го порядка недостаточно разработана, поэтому разные авторы относят к тектоническим и эвстатическим событиям 2-го порядка три ранга циклических последовательностей вендской молассы: 1) серия суперциклов – вся моласса (2_1 порядок), 2) региональные трансгрессивные циклы (2_2 порядок), 3) суперциклы (2_3 порядок). Длительность

http://jurassic.ru/

серий суперциклов 2-го порядка – 20-40, в среднем, 30 млн. лет, одного суперцикла – 7-10 млн. лет [Vail et al.,1991, Miall, 1997].

Выделены пять суперциклов (рис. 2.42) – раннеалешинский, позднеалешинский-чистяковский, гребенской (раннемошаковский), веселовский-раннередколесный и позднередколесный-островной. Каждый суперцикл начинается с тектонической активизации области сноса и заканчивается аградацией и проградацией континентальных или морских осадочных систем в результате высокого стояния уровня моря. Тектоническая зависимость поздневендских суперциклов аналогична зависимости меловых суперциклов от характерных отрезков, длительностью 7-8 млн. лет, процесса погружения форландового бассейна Западной территории Северной Америки. Границы суперциклов обусловлены крупными (150 м) эвстатическими падениями уровня моря [Vail et al., 1991]. Пять суперциклов вендской молассы Сибирской платформы играют роль региональных стратиграфических горизонтов [Советов, 2002, б].

Суперциклы (2_3 порядок) представляют собой серии из 3-6 сиквенсов, т.е. циклов 3-го порядка. Циклы миграции долин и зон осадконакопления в континентальных и морских осадочных системах вендской молассы объединяются в один порядок и полностью отвечают понятию *сиквенса* или цикла 3-го порядка [Vail et al.,1977; 1991; Haq et al.,1987; Miall, 1997; Einsele, 1992]. Наиболее отчетливое подразделение на сиквенсы сделано в позднеалешинско-чистяковском и гребенском суперциклах, где дифференциация осадков обусловлена смещением фациальных зон. Проблематично выделение сиквенсов в раннеалешинской и веселовской аллювиальных системах из-за слабого различия обстановок седиментации. Здесь они намечены по активной фазе развития речных долин. Циклы 3-го порядка по рангу относятся к миллионнолетним [Miall, 1997] и образуются в интервале 0,5 - 5 млн. лет. Сиквенсы, в свою очередь, нами подразделяются на циклические последовательности 4-го порядка заполнения речных долин, авульсий, миграции баров в прибрежной обстановке, что в теории сиквенс-стратиграфии [Van Wagoner et al.,1987, Vail et al., 1991] отвечает понятию *парасиквенса*.

Сиквенсы поздневендской молассы содержат 15-20 парасиквенсов. Известное представление об образовании сиквенсов в результате гляциоэвстатических колебаний уровня моря применимо только к позднеалешинскому-чистяковскому суперциклу. Суперциклы и сиквенсы континентальных и прибрежно-морских осадочных систем в определяющей степени были связаны с активностью орогена и объемом поступающего кластического материала. Каждый из пяти суперциклов (2_3 порядок) и сиквенсов (3-й порядок) начинаются с более грубозернистых осадков, отражающих либо врезание речных долин, либо активное перемещение вдольбереговых баров вследствие резкого вброса реками песчаного материала в прибрежную обстановку. Верхняя половина сиквенсов в аллювиальных комплексах демонстрирует аградацию отложений второстепенных русел и поймы в междолинной области аллювиальной равнины (цикл авульсии), либо развитие наземной дельтовой равнины во время высокого стояния уровня моря. Образование сиквенсов в среднем (чистяковском) морском комплексе обусловлено последовательностью следующих событий: 1) резкое падение уровня моря и врезание долин, 2) трансгрессия моря и ретроградация отложений; 3) высокое стояние уровня моря и проградация отложений предфронтальной зоны или дельтовой платформы.

Осадочные тела миграции мелких донных форм, эпизодические события наводнений и штормов составляют мелкие и короткопериодические циклические последовательности 5-го порядка. Незначительные импульсы седиментации относятся к мельчайшим осадочным циклам 6-го порядка. Осадочные циклы 4-6-го порядков, в целом, являются следствием автоциклических процессов на аллювиальной равнине, дельте и в прибрежной области моря.

Ранжирование осадочных систем по типу и масштабу процесса дает основу для построения латеральных рядов и корреляции отложений вендской молассы на более широкой территории. Корреляция была сделана по двум направлениям: перпендикулярному и параллельному предполагаемому фронту складчато-надвигового пояса. Для корреляции были использованы следующие параметры: 1) тип осадочной системы, 2) циклические последовательности региональных осадочных систем, 3) перерывы, которые связаны с активностью орогена, 4) трансгрессии моря. Первый профиль объединяет в систему стратиграфические последовательности Южно-Енисейско-Присаянского прогиба и Байкитской антеклизы (рис. 2.43). Главный вывод, следующий из корреляции, – разная стратиграфическая полнота разрезов молассы в прогибах и на смежных конседиментационных поднятиях.

Вендский молассовый комплекс налегает на поднятия различными стратиграфическими горизонтами, и наиболее молодые его слои залегают на сводах поднятий. Проградация нижнего (алешинского) аллювиального комплекса с палеосвода Байкитской антеклизы и внутреннего поднятия (Удоронга), отделяющего Северо-Енисейский и Теринский прогибы от Южно-Енисейско-Присаянского, началось в позднеалешинское (ранневанаварское) время, маркированное появлением сети временных водотоков со стороны орогена и Байкитского свода [Алексеев, 1990]. Появление в это же время на Непско-Ботуобинском поднятии сети узких эрозионных ложбин, направленных на ЮВ и З и выполненных пролювиальными отложениями непской свиты, установлено С.Л.Арутюновым с соавторами [1987].

Второй коррелятивный уровень маркирован нижним мелководно-морским комплексом.

Морские отложения чистяковской и верхней части ванаварской свит сопоставляются не только по сходству

http://jurassic.ru/

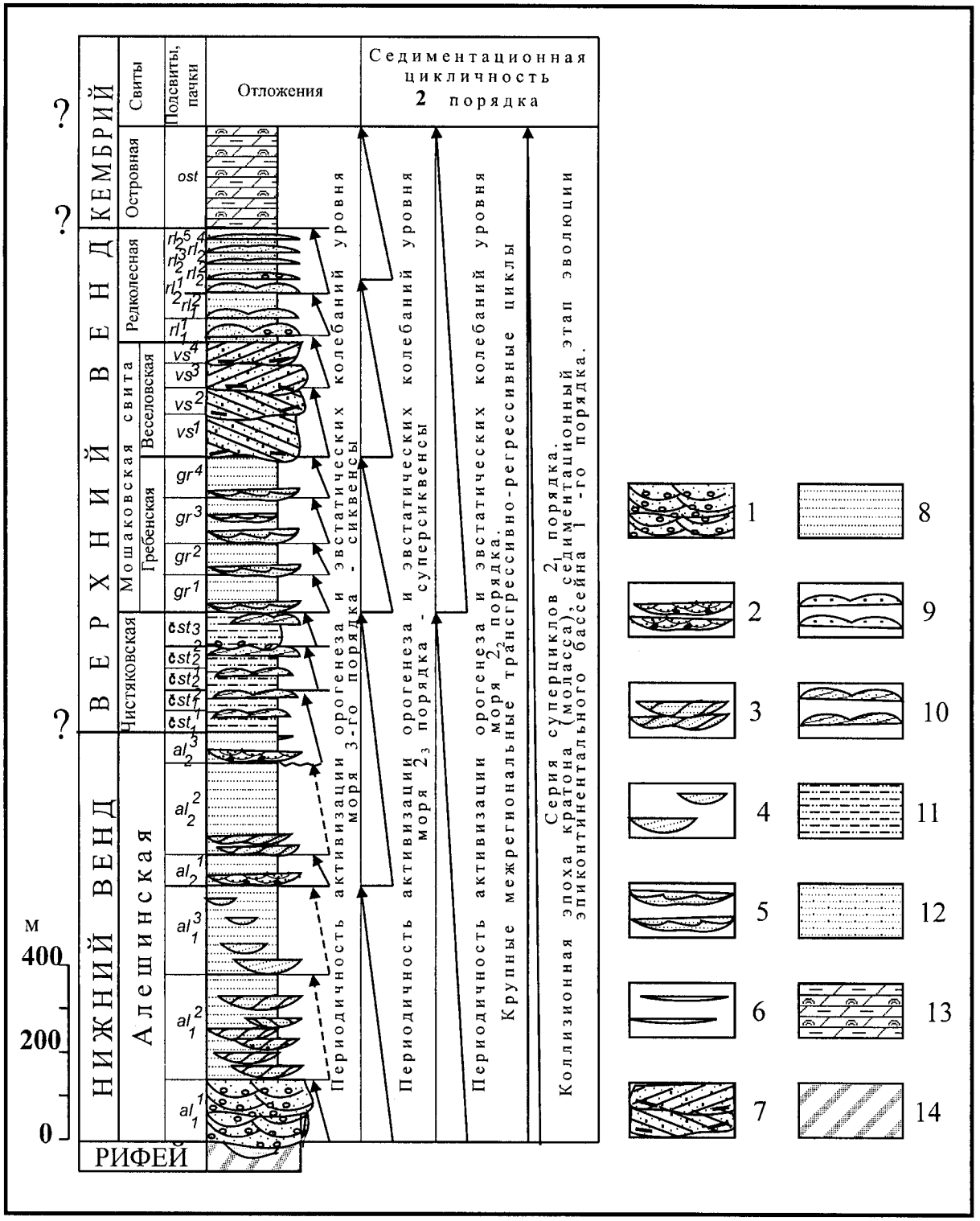


Рис.2.42 Циклические последовательности отложений вендской молассы и основные этапы развития передовых прогибов
1-7 – отложения русел и долин рек различного типа: 1 – сплетенной гравийной, 2 – сплетенной песчаной, 3 – меандровой песчаной, 4 –временных потоков, 5 – сетчатой песчаной, 6 – дельтовых проток, 7 – прямолинейной реки с чередующимися барами; 8 – внерусловые (пойменные) отложения; 9-13 – отложения шельфовых систем: 9 – песчаные баровые верхней и средней частей предфронтальной зоны и пляжа (верхний мелководно-морской комплекс), 10 – то же (нижний мелководно-морской комплекс), 11 – песчаные и песчано-алевритовые штормовые и гемипелагические межбаровые различных частей предфронтальной и дальней зон (средний мелководно-морской комплекс), 12 – песчаные штормовые и межбаровые ламинитовые различных частей предфронтальной зоны (верхний мелководно-морской комплекс), 13 – доломиты пластово-строматолитовые и зернистые надприливной зоны пляжа; 14 – разнообразные толщи рифейского фундамента Южно-Енисейско-Присаянского передового прогиба

http://jurassic.ru/

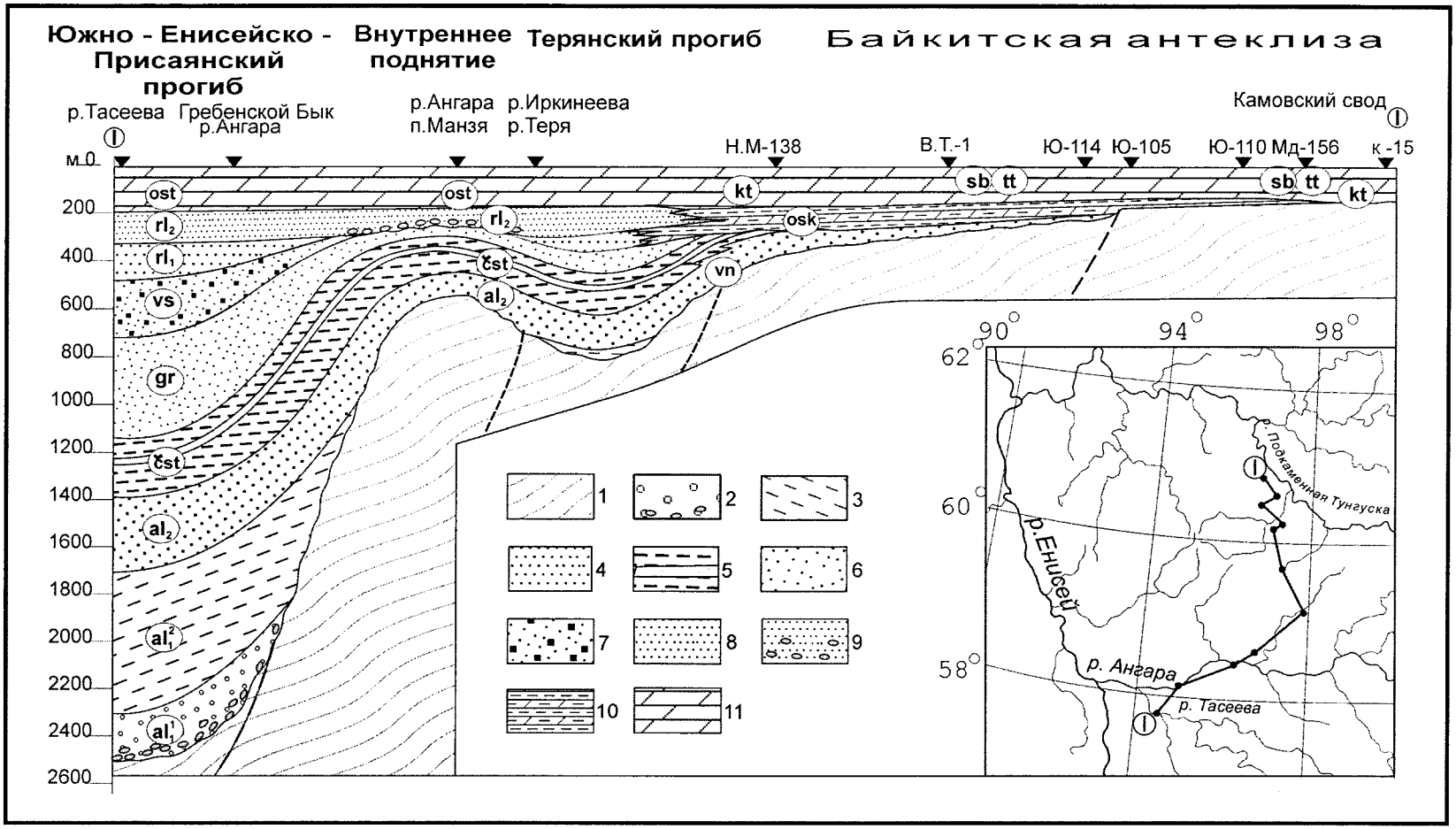


Рис.2.43 Палеопрофиль через Южно-Енисейско-Присаянский прогиб и Байкитскую антеклизу (сечение поперечное к складчато-надвиговому поясу)

1 – рифейский складчатый фундамент; 2-4 – тасеевская серия, нижний аллювиальный комплекс, осадочные системы: 2 – гравийной сплетеной реки, 3 – песчаной меандровой реки и временных разветвленных потоков, 4 – гравийных блуждающих, меандровых и сплетенных рек, а также песчано-пелитовой наземной дельты и временных (пролювиальных) потоков на Байкитском поднятии; 5 – нижний мелководно-морской комплекс, осадочные системы предфронтальной и переходной зон пляжа, дальней зоны внутреннего шельфа. 6-7 – верхний аллювиальный комплекс, осадочные системы: 6 – сетчатой (анастомозирующей) песчано-пелитовой реки, 7 – прямолинейной реки с чередующимися барами; 8-9 – верхний мелководно-морской комплекс, осадочные системы: 8 – с преобладанием отложений нижней и средней частей предфронтальной зоны пляжа, 9 – с преобладанием отложений верхней части предфронтальной зоны пляжа; 10 – карбонатные (строматолитовые) и терригенно-сульфатно-карбонатные надприливные, лагунные отложения шельфа и береговой полосы на передовом поднятии; 11 – терригенно-карбонатные, карбонатные и сульфатно-карбонатные отложения надприливной зоны и различных частей предфронтальной зоны

Индексы стратиграфических подразделений (свиты, подсвиты, пачки): al_1^1 – алешинская, нижняя подсвита, нижняя пачка; al_1^2 – то же, верхняя пачка; al_2 – то же, верхняя подсвита; cst – чистяковская ; gr – гребенская; vs - веселовская; rl_1 – редколесная, нижняя подсвита; rl_2 – то же, верхняя подсвита; vn – ванаварская; osk – оскобинская; kt – катангская; ost – островная; sb – собинская; tt – тэтэрская

http://jurassic.ru/

литофаций и циклических последовательностей отложений, но также по двум циклам наиболее высокого эвстатического подъема уровня моря и верхнему циклу резкого его падения. Три верхние пачки ванаварской свиты Катангской седловины стратиграфически полностью соответствуют аналогичным по положению, строению и обстановкам накопления на эвстатической кривой пачкам (сиквенсам) чистяковской свиты. Предоскобинский, а затем и предкатангский размыв, на своде и юго-западном склоне Байкитского поднятия уничтожили не только аналоги верхнего аллювиального комплекса, эрозии подверглись также верхние части чистяковской свиты. Предкатангская проградация аллювия и связанная с ней регрессия проявилась в прогибе и на внутреннем поднятии (Удоронга) появлением грубозернистого (с конгломератами) прибрежно-морского комплекса верхнередколесной подсвиты, и, следовательно, нижнередколесные отложения начальной фазы трансгрессии, представленные в прогибе, на Байкитском поднятии также подверглись размыву.

Второй корреляционный профиль соединяет Северо-Енисейский и Южно-Енисейско-Присаянский прогибы через внутреннее поднятие (рис. 2.44). Вендский молассовый комплекс залегает со структурным несогласием на рифейских толщах окраинно-континентального бассейна и слабым угловым несогласием на комплексах позднерифейских авлакогенов, предшествующих образованию переродовых прогибов. Передовые прогибы отделены друг от друга внутренним поднятием с сокращенным разрезом молассы, наиболее древние отложения молассового комплекса находятся в Южно-Енисейско-Присаянском прогибе. С гребенского времени главные этапы осадконакопления и синхронная смена осадочных систем в передовых прогибах контролировались активностью орогенеза в Саянской зоне к западу от Сибирской платформы. Нижнеалешинский аллювиальный подкомплекс имеет стратиграфические аналоги на севере, где молассовый комплекс начинается отложением красноцветных штормовых отложений и турбидитов суворовской свиты. Генетически эти части молассы связаны только опосредованно появлением грубозернистых красноцветных отложений, различных по происхождению, обозначающих начало горообразования и заложения передовых прогибов.

Морские кластические отложения суворовской свиты частично наследуют план прогибания Тейско-Чапского авлакогена, но источник материала кардинально изменился. По данным замеров направления течений, поступление материала происходило с востока и юго-востока. Направление переноса материала согласуется с существованием на этом этапе развития бассейна внутриматерикового оледенения, наиболее отчетливо проявленного в Присаянье [Советов, 2002, а]. Вероятно, верхнеалешинский аллювиальный подкомплекс можно сопоставить с базальной частью подъемской свиты – микститовыми брекчиями и конгломератами, залегающими со структурным несогласием на раличных свитах рифейского фундамента (рр.Тея и Чапа, устья ручьев Алманакан, Мадра и Глубокий). На западе Енисейского кряжа, в районе устья р.Столбовой красноцветные кластические микститы столбовской свиты (аналог подъемской свиты) налегают на эрозионную поверхность рифейской граувакковой (турбидитовой) серии со следами ледниковой штриховки. Три фазы подъемской и чистяковской трансгрессии идентичны. Различие двух разрезов нижнего мелководно-морского комплекса в двух прогибах только в большей карбонатности подъемской свиты, что согласуется с моделью фациального ряда отложений при направлении трансгрессии с северо-запада на юг. Эти трансгрессии с юго-запада на северо-восток имели распространение не только в пределах Енисейского кряжа, но и в Присаянье (рр. Бирюса, Тагул, Уда), Прибайкалье (рр. Голоустная, Куртун).

Деление верхней части молассового комплекса немчанской свиты (s.s.) на две части с выделением новых свит [Семихатов, 1962; Советов,1977; Геологическая..,1981] или трехчленное подразделение с выделением подсвит, использованных при среднемасштабном картировании, имеет седиментологическое обоснование. Стратиграфические последовательности верхнего аллювиального комплекса на юге и севере Енисейского кряжа весьма сходны по смене аллювиальных систем сетчатых извилистых на прямолинейные с чередующимися барами, что можно связывать с региональной перестройкой областей сноса и использовать это событие как критерий для корреляции. Эта перестройка проявилась на широкой территории от севера Енисейского кряжа до Присаянья, где в верхней части айсинской свиты нами выделено стратиграфическое подразделение (на схеме as_2, рис. 2.44), представленное речными отложениями с чередующимися барами.

Перестройка областей сноса проявилась не только в смене аллювиальных систем, что связано с изменением палеогеографических параметров, но также сопровождалась общим погрублением отложений. Последующие импульсы активности орогенов привели к накоплению отложений угловской, редколесной и устьтагульской свит [Советов, 1977]. Корреляция этих свит с точки зрения седиментологического анализа не столь определенна, как для предшествующих континентальных комплексов. На этом временном интервале активность орогенов проявилась во врезании и выдвижении речных долин и фиксируется цепочкой линз и пачек конгломератов в основании и в средней части угловской, редколесной и устьтагульской свит, а также сопровождается на палеоподнятиях перерывом в осадконакоплении. Одновременно произошло поднятие уровня моря и его трансгрессия на аллювиальную равнину, где характерно сочетание аллювиальных и прибрежно-морских конгломератов. Корреляция названных подразделений производилась по широко распространенным зрелым экстракварцевым песчаникам [Советов, 1977].

http://jurassic.ru/

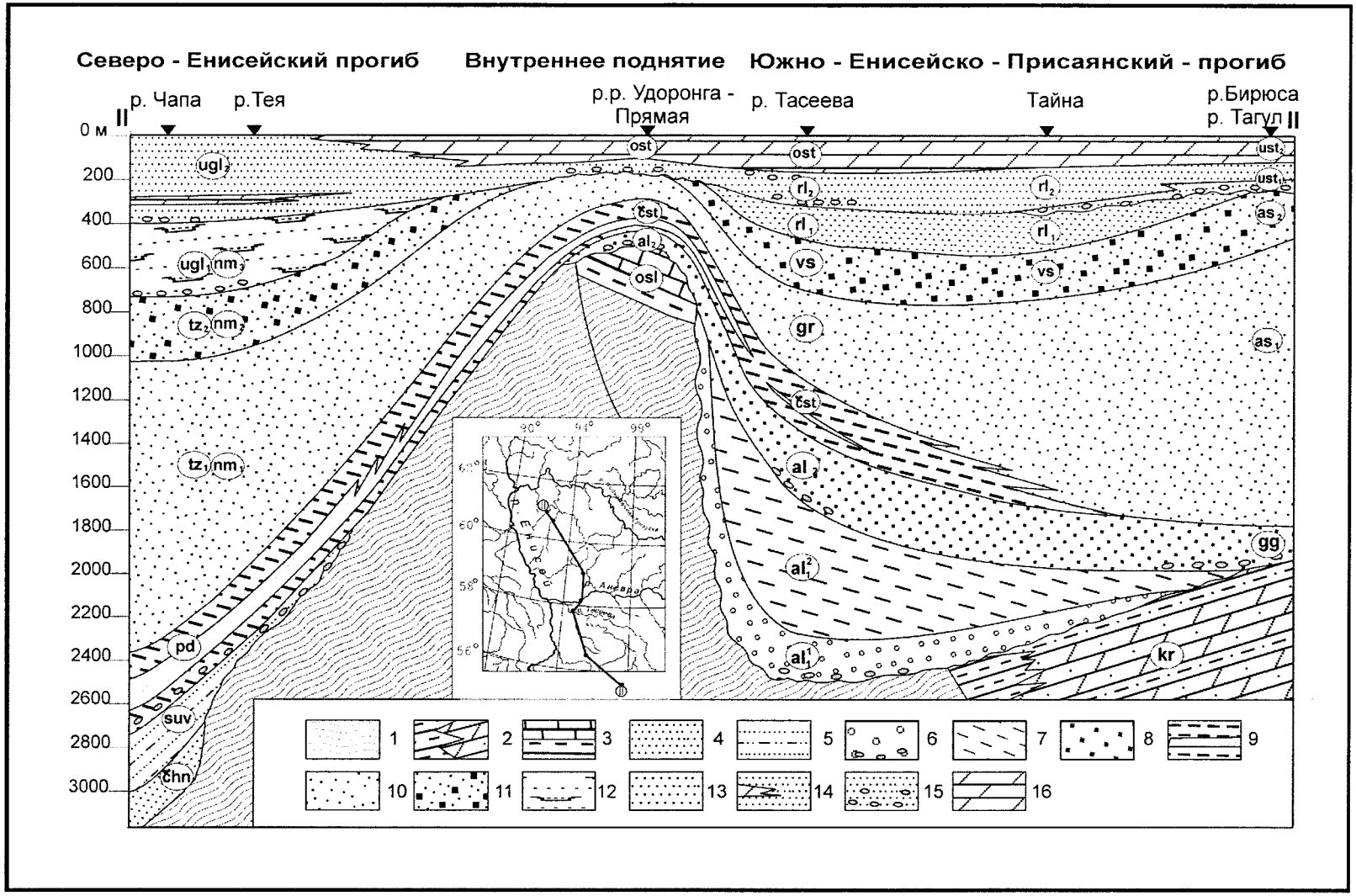


Рис.2.44 Палеопрофиль через Енисейско-Присаянский передовой прогиб (сечение параллельное вендскому складчато-надвиговому поясу)

1-4 – осадочные серии позднерифейских авлакогенов: 2 – карагасская, 3 – ослянская, 4 – чингасанская; 5 – верхний аллювиальный комплекс, осадочная система гравийно-песчаной сплетенной реки; 6 – верхний мелководно-морской комплекс, осадочные системы предфронтальной зоны пляжа.Остальные условные обозначения см. рис.2.43.

Индексы стратиграфических подразделений: позднерифейские серии: chn – чингасанская, osl – ослянская, kr – карагасская, чапская (немчанская) серия венда – свиты и подсвиты: suv – суворовская; pd – подъемская; tz_1-nm_1 – нижнетаежнинская (нижненемчанская), tz_2-nm_2 – верхнетаежнинская (средненемчанская), ugl_1-nm_3 – нижнеугловская (верхненемчанская), ugb – верхнеугловская. Оселковая серия позднего венда - свиты и подсвиты: gg – георгиевская; as_1 – нижнеайсинская, as_2 – верхнеайсинская, ust_1 – нижнеустьтагульская

http://jurassic.ru/

История седиментации на этом уровне различается в разных прогибах. В Северо-Енисейском прогибе продолжал формироваться аллювиальный комплекс с гравийно-песчаной сплетенной аллювиальной системой, тогда как в Южно-Енисейско-Присаянский прогиб трансгрессировало море и переработало речные конгломераты и песчаники в комплекс прибрежно-морских отложений. Преобладание морских обстановок седиментации на большей части предшествующей аллювиальной равнины, установленное только для второй половины редколесного времени, является результатом дальнейшего продвижения моря и накопления, кроме силикокластических, карбонатных и смешанных отложений.

В структуре вендской молассы тесно переплетены осадочные образования двух взаимосвязанных процессов: возникновения и периодической активизации орогена и трансгрессии моря. Начальная стадия трансгрессии моря и одновременный вынос в прибрежную зону грубокластического материала, выраженные чередованием и латеральным замещением карбонатных (водорослевых) биогермов и биостромов и аллювиальных гравийных конусов выноса, установлены авторами на северо-западе Енисейского кряжа. По времени начальная стадия близка моменту формирования наземной дельтовой ассоциации al_2^3. К этому времени на юго-востоке Енисейского кряжа уже накопились флювиальные отложения первого суперцикла al_1. Три сиквенса в нижнем (чистяковском) мелководно-морском комплексе имеют трансгрессивную фазу, по седиментологическим данным эвстатической природы, т.е.были генерированы в результате изменения уровня Мирового океана. Тесная связь уляхского сиквенса в этом комплексе с тиллитами [Советов, 2002, а] делает наиболее вероятным предположение о постгляциальном происхождении первых поздневендских трансгрессий.

Сиквенсы 3-го порядка в верхнем (редколесном) мелководно-морском комплексе также определялись эвстатикой, но инициировались, по-видимому, изменением скорости и вектора спрединга океанского дна по модели [Vail et all,1977; Miall, 1997]. В этой связи одновременность трансгрессий и формирования молассы получает логическое объяснение. Коллизия Сибирского кратона и террейнов различного происхождения может рассматриваться как отклик активизации поздневендских тектонических процессов в океане. Циклы 2_{1-3} порядков могут быть, следовательно, реперами межрегиональной корреляции вендских отложений [Советов, 2002, б,в]. Седиментологическая и сиквенс-стратиграфическая модель вендской молассы юго-востока Енисейского кряжа в целом представляет основу для детальной геологической корреляции тектонических и эвстатических событий вендской эпохи.

2.3.7. Палеотектоника и палеогеография юго-запада Сибирской платформы в венде

2.3.7.1. Основные палеотектонические элементы юго-запада Сибирской платформы в венде

Современная структура древних платформ отображается стратоизогипсами поверхности фундамента и горизонтов в осадочном чехле, а также структурно-вещественными комплексами, отражающими наиболее важные этапы их развития. Наиболее точную картину палеотектонических обстановок на платформе в фиксированном временном интервале ее развития дает метод изопахит, если осадки компенсировали прогибание ложа и не были частично уничтожены после формирования осадочного бассейна (рис.2.45). Метод изопахит позволяет реконструировать интенсивность погружения, выделять конседиментационные области, отставшие в погружении, и поднятия, где осадки не накапливались или присутствуют в виде маломощного чехла. При построении карт изопахит соблюдаются несколько условий:

1) выбирается интервал разреза, важный с точки зрения тектоничесго развития региона;

2) осадочный комплекс должен представлять собой ряд генетически взаимосвязанных отложений;

3) палеотектонические элементы карты должны быть объединены в рамках единой тектонической концепции.

На первых этапах изучения палеотектоники Сибирской платформы исследователи почти единодушно включали мощные терригенные серии венда в рифейский комплекс и всю осадочную докембрийскую толщу отождествляли с образованием миогеосинклинали [Семихатов, Трапезников, 1965] или так называемых перикратонных опусканий [Замараев, 1967]. Центральная часть Иркутского амфитеатра, Тунгусской синеклизы и Непско-Ботуобинского района относилась к стабильной области Сибирской платформы или плите. Другие исследователи считали возможным вендскую толщу в полном стратиграфическом объеме или только байкальско-юдомскую ее часть рассматривать как литологический критерий существования краевых прогибов [Яншин, 1962; Красильников, 1963; Постельников, 1973; Сулимов, 1970]. В структуру краевых прогибов также включались отложения нижнего палеозоя, залегающие в краевых частях платформы на осадочных комплексах позднего рифея и венда [Зайцев, 1954, Шатский и др., 1957; Сулимов, 1970]; краевые прогибы считались также частью каледонской структуры Сибирской платформы с верхневендским и кембрийско-силурийским осадочным выполнением [Замараев, 1967]. В таком истолковании С.М.Замараевым к Присаяно-Енисейскому и Ангара-Ленскому краевым прогибам была отнесена вся территория Иркутского амфитеатра, Байкитский и Не-

http://jurassic.ru/

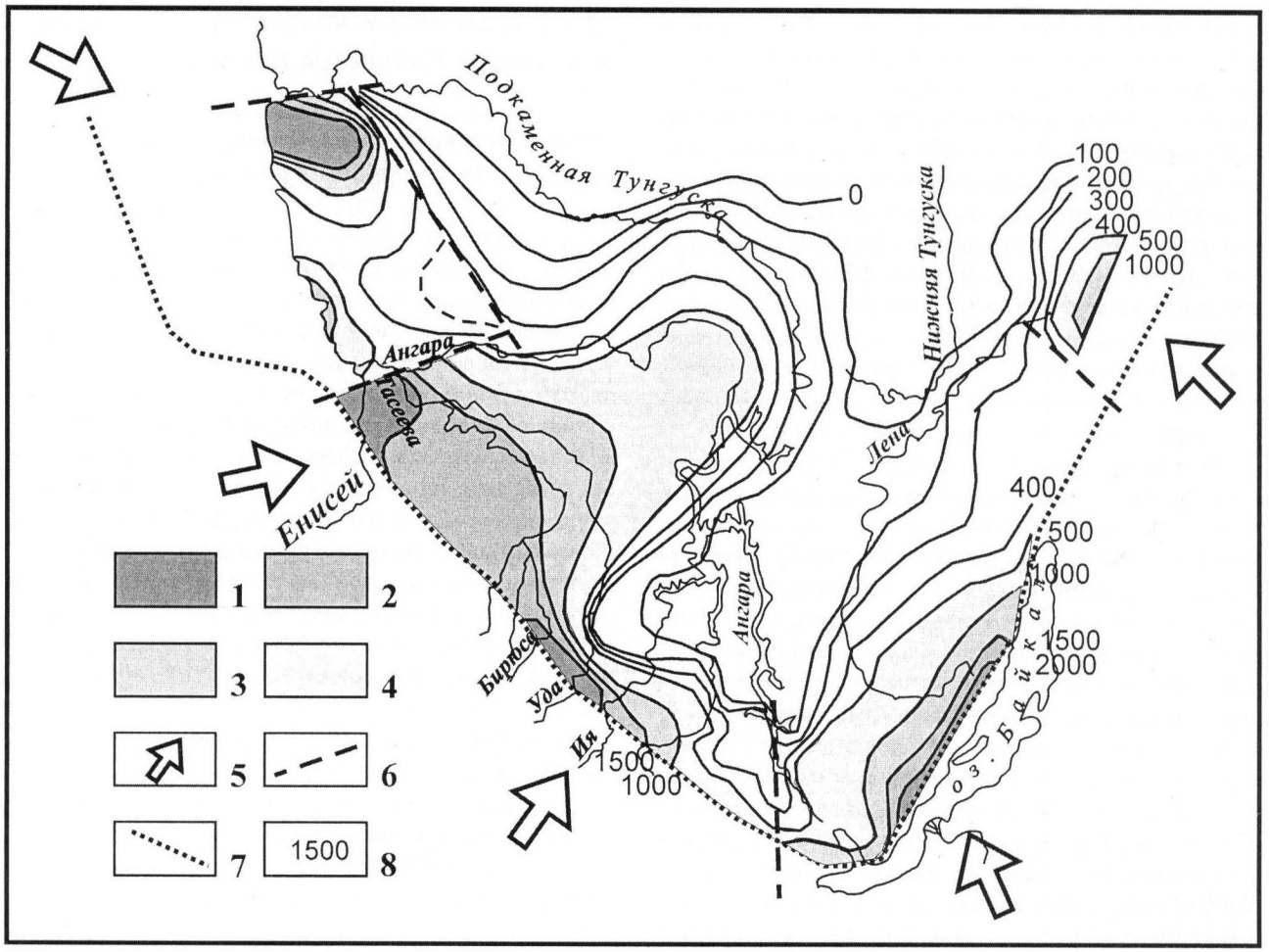


Рис.2.45 Карта изопахит вендской молассы в Енисейском кряже, Присаянье, Прибайкалье, Предпатомской зоне и Иркутском амфитеатре

1-4 – интервалы мощности: 1– свыше 2000 м, 2 – от 1500 до 2000 м, 3 – от 1000 до 1500 м, 4 – от 500 до 1000 м; 5 – главные направления стресса Сибирского кратона в венде; 6 – главные син- и постколлизионные тектонические границы, предопределившие сегментацию по мощности вендского чехла Сибирской платформы; 7 – современная внешняя граница чехла; 8 – значения мощности

пско-Ботуобинский районы, к стабильной области – территория к северу от р.Подкаменной Тунгусски. Этим исследователем подчеркивалось также образование на приблизительно одном и том же, расширяющемся со временем пространстве последовательно рифейских миогеосинклиналей, нижнепалеозойских краевых, герцинских и мезо-кайнозойских предгорных прогибов, имеющих разное происхождение.

Эволюция взглядов на тектоническое значение позднедокембрийских (байкальских и вендских) осадочных серий отражает более точное понимание этапности тектонического взаимодействия Сибирского кратона и других литосферных плит. Байкальские прогибы (возраст основания традиционно считается около 850? млн.лет) рассматривались как краевые или орогенные постскладчатые [Красильников, 1963; Хаин и др., 1967], как система орогенных краевых впадин [Постельников, 1973]; или миогеосинклиналь [Семихатов, 1962; Семихатов, Трапезников, 1965, Трапезников, 1971]. Исследователи отмечали в этих структурах конвергенцию признаков краевых прогибов и миогеосинклиналей [Вотах, 1968, Кириченко, 1965].

На основании сходства структуры и положения позднерифейско-вендского Присаянского прогиба с Донецким был сделан вывод о принадлежности первого к классу авлакогенов [Берзин, 1967; 1995], его эпигеосинклинальная природа и в то же время регенерированный характер и авлакогенообразная морфоструктура, были подчеркнуты в работе [Хоментовский, 1990].

Анализ осадочных бассейнов привел нас в начальный период исследований к выводу о том, что в позднем рифее-венде Сибирская платформа прошла два этапа развития: миогеосинклинальный и этап образования передовых (краевых) прогибов и базальных горизонтов чехла в стабильной области платформы [Советов, 1977]. Передовые (краевые) прогибы принимались в значении синорогенных постгеосинклинальных структур [Пущаровский, 1959; Международный..,1982] и отделялись от

http://jurassic.ru/

предшествующих байкальских именно по своему происхождению как структуры, вмещающие молассы.

В последние годы два этапа позднедокембрийской тектонической истории Сибирской платформы были подтверждены седиментологическими данными. Последовательность седиментационных бассейнов в Вороговском и Тейско-Чапском позднерифейских прогибах Енисейского кряжа была интерпретирована как история становления палеорифтов-авлакогенов. Сравнение этих прогибов с современной моделью авлакогенов [Шенгер, 1990] показало высокую степень сходства их структурного положения и стадий развития [Sovetov, 1993; Советов, 1997].

Осадочные системы передовых прогибов отличаются, во-первых, накоплением моласс с регрессивным (проградационным) стратиграфическим рядом; во-вторых, направлением потоков кластического материала со стороны внешних к кратону источников (орогенов); в третьих, составом кластики за счет деформированных и денудированных осадочных комплексов бывшей окраины Сибирского кратона.

В тектоническом, как и в стратиграфическом смысле, этап образования передовых прогибов предопределен внешней причиной: столкновением Сибирского кратона с другими литосферными плитами. Байкальский этап растяжения и формирования авлакогенов и вендский этап сжатия и накопления моласс в передовых прогибах вместе соответствуют геодинамическому циклу Дж.Уилсона, а вещественное его выражение – "байкальскому циклу" в региональном проявлении [Советов и др., 1995, б].

Вендский этап был отражен в палеотектонических схемах, когда началось интенсивное изучение чехла Сибирской платформы в связи с нефтепоисковыми и разведочными работами, начиная с 50-х годов прошлого столетия. На одной из первых тектонических схем [Васильев и др., 1957] на территории Иркутского амфитеатра были выделены две синеклизы – Присаяно-Енисейская и Прибайкало-Ленская и разделяющая их, субмеридионально ориентированная, Ангаро-Иркутская антеклиза (Ангарский вал). На более поздних тектонических схемах эти структуры под тем или иным названием сохранились: обе синеклизы были объединены в два прогиба – Прибайкало-Саянский передовой прогиб вдоль горных сооружений Восточного Саяна, Прибайкалья и Байкало-Патомского нагорья и Приенисейский передовой прогиб вдоль восточной границы Енисейского кряжа. В центральной и северной частях Иркутского амфитеатра передовые прогибы разделялись Чунским и Катангским поднятиями [Спижарский, и др., 1958]. Область поднятия, разделяющая прогибы, была прослежена на юг, где были выделены локальные Ангарское куполовидные поднятие и Бельский свод [Кононов, 1959]. Как будет показано ниже, конседиментационные поднятия, ограничивающие прогибы с внешней стороны, представляют собой палеотектоническую зону древних платформ. Области конседиментационных поднятий и прогибов выделены на карте изопахит осадочного комплекса от кровли мотской свиты до фундамента платформы [Мандельбаум и др., 1969]. Три области наибольшего прогибания оконтурены в предгорьях южной части Енисейского кряжа, северном Присаянье и Прибайкалье, а в центральной части Иркутского амфитеатра выделена область северо-восточного простирания с сокращенной мощностью отложений. Южная часть области поднятий соответствует Бельскому своду (Иркутскому выступу), северная – Усть-Кутскому и Непскому сводам.

На тектонической схеме этих же авторов область максимальных прогибаний в вендское время совпадает с Присаяно-Енисейской синеклизой, а область поднятий – с Ангара-Ленской гемиантеклизой. Суммарный эффект палеотектонического развития Иркутского амфитеатра в вендско-кембрийское время, по данным [Мандельбаум и др.,1969], структурно выражен Присаяно-Енисейской и Прибайкало-Ленской синеклизами и разделяющей их Ангара-Ленской антеклизой или Присаянским и Прибайкальским краевыми прогибами и Ангара-Пеледуйской антеклизой по классификации [Карасев, Карасева,1969]. Краевые прогибы выполнены позднерифейскими и вендскими толщами большой мощности. Конседиментационный характер частных структур поднятий был показан на палеопрофилях тонких срезов терригенного комплекса венда, на которых отдельные горизонты над выступами фундамента (базальный горизонт) выклиниваются, другие же уменьшаются в мощности или становятся более песчанистыми [Тыщенко, 1987]. Существование краевых прогибов – Присаянского и Прибайкальского и разделяющей их зоны поднятий для вендского времени отчетливо выражено на других палеотектонических схемах [Золотов, 1971; Карасев, 1971].

Структурная схема ушаковского среза вендского бассейна в Иркутском амфитеатре, предложенная В.В.Самсоновым [1975], содержит, по сути, те же элементы: Прибайкальский прогиб, перикратонное опускание Присаянья и Енисейского кряжа, Байкало-Енисейскую плиту и центральную приподнятую область – внутренний кристаллический массив и его продолжение на юге Иркутский выступ. Выступы фундамента без вендского (ушаковского) чехла выражены в виде массива субмеридиональной и северо-восточной ориентировки и включают область позднее выделенной Непско-Ботуобинской антеклизы. Эта карта отразила идею выклинивания ушаковских отложений перед фронтом поднятий, т.е. более древнего возраста чехла по периферии поднятий. Представление о близко одновременном накоплении базальных горизонтов чехла, которое обсуждалось выше, по сути, картины распределения палеотектонических элементов не меняет. Достаточно сравнить две карты В.В.Самсонова для ушаковского и нижнемотского времени. Для нижнемотского времени

http://jurassic.ru/

выделены Присаяно-Енисейская и Прибайкало-Ленская синеклизы и разделяющая их Ангаро-Пеледуйская антеклиза с относительно приподнятыми Атовским и Усть-Кутско-Непским сводами. На обеих картах показана орогенная область, надвинутая на востоке на Прибайкальский прогиб и плиту (Прибайкало-Ленскую синеклизу). Орогенная область вендского времени по, В.В.Самсонову, начиналась непосредственно от современных границ осадочного бассейна и граничила с ним по краевому шву. Автором карт сделаны также вполне определенные выводы о компенсационном типе Прибайкальского прогиба, заполненного молассой, о возможной связи этого прогиба с открытым внеплатформенным морем на юге Прибайкалья, а также о вендском времени первого этапа накопления чехла и становления Сибирской платформы.

Ранее одним из авторов была составлена палеотектоническая схема юго-запада Сибирской платформы для времени накопления позднедокембрийского терригенного комплекса, который объединяет отложения чапской, тасеевской, оселковой, олхинской и качергатско-ушаковской серий, а также отложения, сопоставлявшиеся с нижнемотской подсвитой [Советов, 1977]. На этой схеме (рис. 2.46) были выделены прогибы – Тейско-Чапский, Ангаро-Канско-Присаянский, Прибайкальский и разделяющие их поднятия – Ангаро-Катангское, Китойское, Нижнеангарское. Вполне очевидно совпадение местоположения контуров прогибов в представлениях разных геологов, так же как и локализация Китойского поднятия на месте Бельского свода [Кононов, 1959] или Иркутского выступа [Золотов, 1969; Самсонов, 1975]. Ангара-Катангское поднятие соответствует Ангара-Пеледуйской антеклизе. Палеотектонические схемы для отдельных горизонтов повторяют общую закономерность и только в самом позднем венде (горизонт QF), по [Советов, 1977], зоны с наибольшей мощностью осадков распадаются на локальные впадины, что связывалось с точечными источниками материала. В этой же работе был сделан вывод о различной природе позднерифейских (байкальских) и вендских прогибов, что имеет принципиальное значения для понимания тектонического развития Сибирской платформы.

Анализ вендской тектонической истории юга Сибирской платформы, проведенный группой иркутских геологов [Тектоника.., 1982] с учетом новых данных нефтепоискового бурения на северо-востоке Иркутского амфитеатра, ценен прежде всего тем, что стратиграфический диапазон осадочного комплекса, для которого построены палеотектонические схемы, близок к принимаемому в этой работе объему венда. Авторами отмечается конседиментационная природа выделяемых на картах поднятий, к сводовым частям которых мощность стратиграфических подразделений сокращается до их полного выклинивания, связанного с неотложением, либо последующим размывом осадков.

Палеоструктурная схема, составленная для предкембрийского времени, показывает унаследованный характер тектонических движений, инициированных в начальный период накопления моласс и максимально проявивших себя при образовании передовых прогибов и обрамлявших их со стороны платформы поднятий. Главные тектонические структуры вендского периода сохранились до настоящего времени и отражены на современной тектонической схеме, на которой выделены узкий Прибайкало-Ленский региональный прогиб, чашеподобная Присаяно-Енисейская синеклиза и разделяющая эти погруженные зоны Ангаро-Анабарская антеклиза [Тектоника..,1982]. Унаследованный характер главных элементов структуры указывает на генетическую связь региональных прогибов и поднятий с глубокими деформациями фундамента платформы.

Анализ эрозионно-тектонической поверхности рельефа фундамента Сибирской платформы проведен в обобщающей работе [Геология..,1981]. В южной части платформы по поверхности фундамента были выделены два крупных сводовых поднятия – Байкитское и Непско-Ботуобинское, отделенные от складчатых комплексов Енисейского кряжа и Байкало-Патомского нагорья узкими протяженными прогибами.

Важным результатом анализа всех материалов по структуре юго-западной части Сибирской платформы является установление закономерной смены в пространстве поднятой складчатой области, краевого прогиба, и антеклизы, т.е. триады региональных структур [Непско-Ботуобинская..,1986]. Современная конфигурация, амплитуда и структурный план Непско-Ботуобинской антеклизы сформирован в позднепалеозойско-триасовое время и последующие геологические эпохи, в том числе и в неотектонический этап развития Сибирской платформы [Нефтегазаносные..,1994а]. Современное положение Байкало-Патомской складчатой области нельзя рассматривать в связке с вендским краевым прогибом, существовавшим на месте Предпатомского регионального прогиба, т.к. время главных тангенциальных движений и шарьяжных перекрытий приходится на границу силура и девона [Мегакомплексы.., 1987]. Тем не менее, краевой (передовой) прогиб, окаймлявший Непско-Ботуобинскую антеклизу в венде, фиксируется по увеличению на ЮВ мощности терригенного комплекса и появлению в наиболее прогнутой зоне грубообломочных отложений талаканской свиты аллювиального происхождения ниже принятого в унифицированных схемах базального горизонта венда. Отметим, что талаканская свита по типу отложений близка к бетенчинской и рассматривается нами в составе единого позднедокембрийского молассового комплекса.

Аналогичная триада палеотектонических структур сформировалась в венде в междуречье Ангары и Подкаменной Тунгусски. На палеотектонической схеме [Нефтегазоносные..,1994,б] выделяются: поднятие срединной части Енисейского кряжа, Предъенисейский и Теринский прогибы, а также внутриплатформенное

http://jurassic.ru/

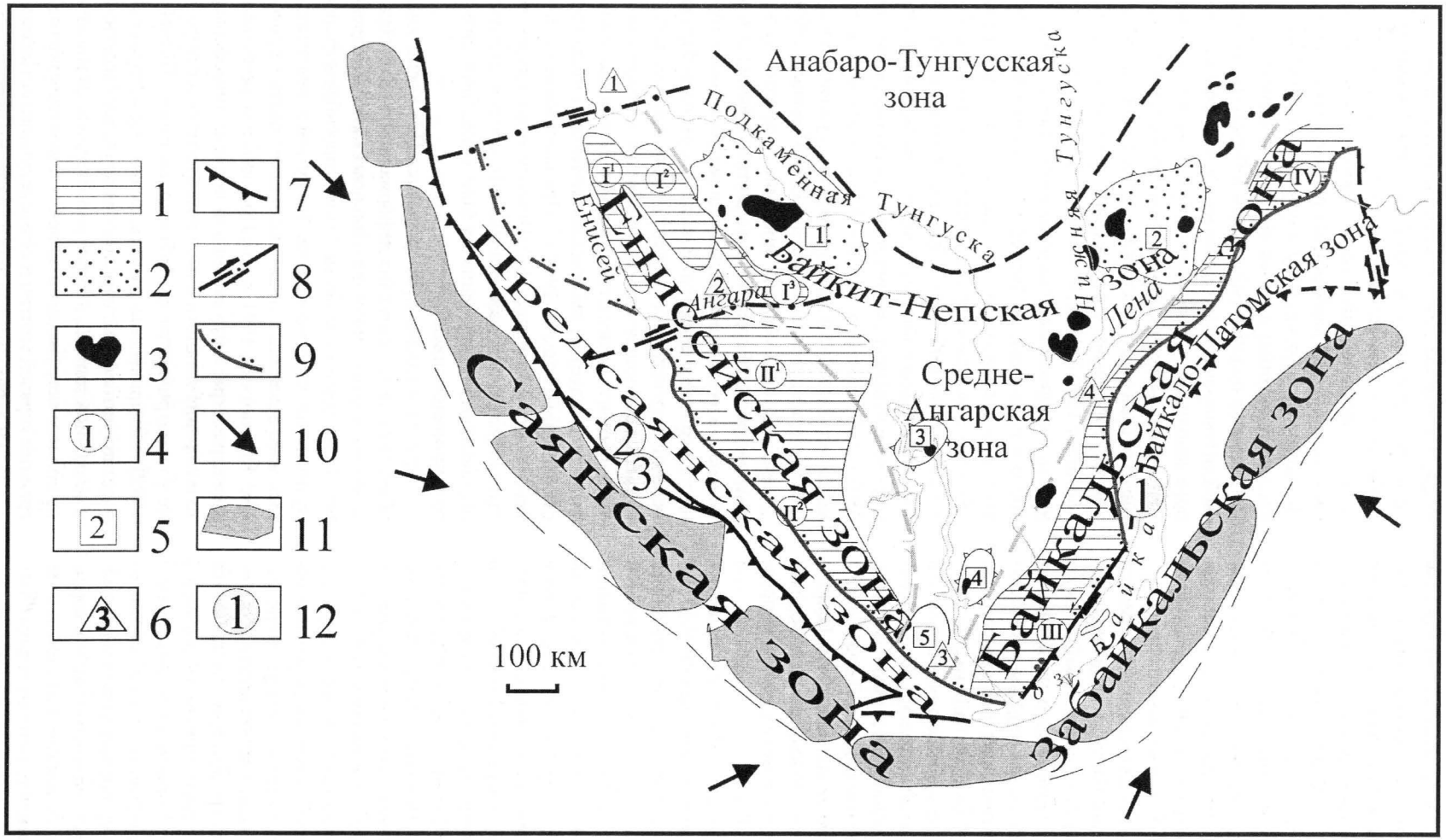


Рис.2.46. Палеотектоническая схема юго-запада Сибирской платформы на коллизионном этапе развития (поздний венд), по [Советов, 2001, с изменениями]

1 – пояс передовых прогибов, Енисейская зона: I – Северо-Енисейский, (в кружках): I^1 -Западный, I^2 - Восточный, I^3 - Терянский; II – Южно-Енисейско-Присаянский: II^1 -Южно-Енисейский, II^2 - Присаянский; Байкальская зона: III – Прибайкальский; IV – Нюйско-Джербинский; 2 – пояс передовых поднятий (сводов): Байкит-Непская зона (в квадратах): 1 - Байкитское, 2 - Непское; Средне-Ангарская зона: 3 - Братское, 4 - Атовское, 5 - Бельское; 3 – крупные нефтяные и газовые месторождения; 4 – локальные впадины передовых прогибов; 5 – локальные своды передовых поднятий; 6 – внутренние поднятия, разделяющие передовые прогибы, (в треугольниках): 1 - Подкаменнотунгусское, 2 - Удоронгское, 3 - Китойское, 4 - Северо-Байкальское; 7 – внешняя граница (структурный шов) Сибирского кратона, отделяющая пояс террейнов и пояс краевых поднятий кратона (Предсаянская и Байкало-Патомская зоны); 8 – мезозойские сдвиги; 9 – граница современного распространения платформенного чехла; 10 – предполагаемые направления коллизии; 11 – пояс террейнов: Саянская и Забайкальская зоны; 12 – точки отбора проб на радиологическое датирование синколлизионных комплексов: 1 - эндербиты Нюрундиканского комплекса 617±5 млн. лет [Амелин и др.,2000]; риолиты Предивинского островодужного комплекса 638-628 млн.лет; 3 — биотитовые ортогнейсы Канского массива 555-600 млн.л [Ножкин, Туркина, 2002]

http://jurassic.ru/

поднятие, позднее оформившееся в Байкитскую антеклизу. Наиболее приподнятая часть внутриплатформенного поднятия, в современной структуре отраженная Камовским сводом, была полностью перекрыта осадками только в позднем венде-кембрии, а две нижние свиты осадочного чехла – ванаварская и оскобинская на выступах фундамента не отлагались. Мощность нижних горизонтов венда возрастает в направлении Западно-Енисейского и Терянского прогибов, где она имеет, по-видимому, максимальное значение, судя по мощности чапской и тасеевской серий в двух латерально и, возможно, кулисно продолжающих эту зону на СЗ и Ю – Северо-Енисейских и Южно-Енисейско-Присаянском прогибах.

Таким образом, конседиментационный характер внутриплатформенного поднятия, унаследованного и в кембрийское время и оформившегося в Байкитскую антеклизу, доказывается последовательным выклиниванием к его вершине нижних частей вендского комплекса, а также по седиментологическим данным, которые будут рассмотрены ниже. Сходство Байкитской и Непско-Ботуобинской антеклиз проявляется и в том, что в венде и кембрии это были значительно более широкие поднятия с плоскими вершинами и слабо выраженными склонами, обращенными в сторону платформы. Возможно, северная и северо-западная граница Байкитского поднятия трассируется полосой нижнекембрийских, так называемых суринградаконских рифовых построек [Нефтегазоносные..,1994 б].

Латеральная последовательность тектонических зон в пределах платформ была рассмотрена Н.С.Шатским в статье, посвященной сравнительной тектонике древних платформ Северной Америки и Восточной Европы [Шатский, 1964 а]. На востоке Северо-Американской платформы отчетливо выражена поясная зональность: от складчатого сооружения Аппалачей в сторону платформы друг друга сменяют краевой прогиб, зона антеклиз (сводов), зона синеклиз (бассейнов) и поле наиболее приподнятой части фундамента платформы – Канадский щит. Н.С.Шатский подчеркивает, что антеклизы Цинциннати, Нешвилл и Озарк латерально связаны в единую структуру, отделяющую краевой прогиб от внутренней области платформы. В Аппалачском краевом прогибе мощность отложений и грубость материала закономерно увеличиваются к складчатой области, тогда как на склонах антеклиз нижне- и среднепалеозойские отложения имеют карбонатный состав. Конседиментационный генезис антеклиз доказывается тем, что на их внешних склонах мощность формаций сокращается относительно мощностей во внутренних синеклизах. Влияние складчатой области на образование платформенных структур морфологически выражено параллельностью (конформностью) поясов и корреляцией периода наибольшего прогибания синеклиз со временем наиболее интенсивных тангенциальных движений во внешнем поясе и связанной с ними проградацией терригенного клина в краевом прогибе

В другой работе [Шатский, 1964 б] показано, что герцинский Уральский краевой прогиб отделен от собственно платформенной области Уфимским плакантиклиналом – конседиментационной положительной структурой, на внутреннем склоне которой выклиниваются пачки и пласты каменной соли, а сводовая ее часть маркируется цепочкой карбонатных рифогенных построек. По морфологии – крутому внутреннему и пологому внешнему склонам и плоскому своду Уфимский плакантиклинал подобен Байкитской и Непско-Ботуобинской антеклизам. Видна аналогия и в характере осадочного заполнения краевых прогибов и фациальных изменениях отложений при переходе на внешнее поднятие. В осевой части Уральского краевого прогиба мощность терригенных отложений артинского яруса достигает 1500-2000 м, на склоне Уфимского антиклинала одновозрастные отложения имеют мощность 350-400 м и представлены мергелями, известняками, песчаниками и аргиллитами с гипсом. Латеральный ряд вендских отложений при переходе от Северо-Енисейского и Южно-Енисейско-Присаянского прогибов на Камовский свод Байкитской антеклизы сопровождается резким изменением мощности осадочных серий – от 3500 - 2500 в прогибах до 250 - 300 м на поднятии и замещением аллювиальных отложений лагунными и мелководно-морскими [Советов и др., 1996; Мельников, 1996].

Н.С.Шатский обратил внимание на три особенности внутриплатформенных поднятий, ключевые для выяснения их генезиса: параллелизм простирания поднятия и соседней складчатой области; прямолинейность некоторых участков внутренней границы поднятия, свидетельствующая о связи с расколом докембрийского фундамента; конседиментационное происхождение, что ясно следует из распределение типов и мощности отложений [Шатский, 1964 б]. Происхождение поднятий (сводов, антеклиз) Н.С.Шатским объяснялось не столько влиянием тангенциального сжатия, сколько отставанием в погружении на фоне более интенсивно опускавшихся синеклиз.

Других взглядов придерживался П.Н.Кропоткин, объясняя генезис антеклиз деформацией и сводообразованием в фундаменте при сильном сжатии и медленном перемещении вещества из-под прогибов в сторону поднятий, что усиливалось "нагрузкой дополнительных масс осадочных толщ, накапливающихся в прогибах" [Кропоткин, 1971, с.35]. Причины и количественные параметры погружения или подъема литосферы с точки зрения изостатической компенсации всесторонне рассматриваются в обобщающей работе [Einsele, 1992], где приведены расчеты величины погружения участков литосферы, перекрытых морским бассейном и осадочной толщей, а также рассматривается влияние на процесс погружения изменения положения верхней границы горячей мантии и ее последующее остывание.

Наибольший интерес для палеотектонического анализа форландов представляет заключение о причинно-

http://jurassic.ru/

следственной связи флексурного изгиба литосферы с внешней нагрузкой на край плиты. В работе [Einsele,1992] обсуждается последовательность реакции эластичной или вязко-эластичной литосферы на точечную и линейную нагрузку. Вблизи приложенной нагрузки в результате изгиба литосферы появляется флексурный ров, который уравновешен вдали от нагрузки так называемым периферическим сводом. Рельефность свода, его морфологические особенности и близость к соседнему флексурному рву зависят от толщины литосферы. Быстрое погружение на первом этапе сменяется более медленным по мере релаксации литосферы и установления изостатического равновесия. При постоянстве нагрузки флексурный изгиб литосферы становится круче, и периферический свод (поднятие) мигрирует в сторону флексурного рва.

Эта модель образования изгиба литосферы под нагрузкой соответствует взаимоотношениям передовых прогибов и обрамлявших их внутриплатформенных поднятий: 1) накопление осадков в прогнутой зоне опережает перекрытие осадками сводов, т.е. в прогибах находятся наиболее древние горизонты единого осадочного комплекса; 2) снос кластического материала происходит как с внешних, так и из внутренних областей; 3) внутренний склон периферических поднятий более крутой, чем внешний, который может незаметно переходить в склоны синеклиз или остаточное поднятие центральной области кратона; 4) области поднятий наиболее благоприятны для размыва накопленных отложений и образования перерывов. Миграция внутриплатформенных поднятий (forebulges) зависит от постоянства нагрузки. В результате однократного воздействия на литосферную плиту и постепенного уменьшения нагрузки за счет эрозии надвинутых масс синхронный осадочный покров распространяется на все большую площадь, поднятие сглаживается и мигрирует в направлении от нагрузки. Повторное надвигание масс на край плиты и увеличение мощности осадочного клина ведет к расширению поднятия и частичной эрозии ранее образованных осадков.

Осадочное выполнение форландового бассейна отделено поверхностью несогласия от предшествующих формаций пассивной континентальной окраины, и эта граница рассматривается как раздел мегасиквенсов [Crampton, Allen, 1995]. Величина стратиграфического перерыва между этими двумя комплексами возрастает по направлению к поднятию, тогда как во внутренней зоне прогиба имеет место локальный согласный переход от верхнемеловых отложений к третичной молассе. Прогрессивное увеличение стратиграфического перерыва по направлению к поднятию сопровождается омоложением базальных слоев молассы и развитием более мощной зоны карста на подстилающих карбонатных породах. Если передовое поднятие не выходит выше уровня моря, то над точкой, где оно появляется, образуются последовательности морских отложений снизу вверх все более мелководные, которые по мере миграции поднятия над этой точкой сменяются последовательностями отложений обратной зональности, т.е. с тенденцией углубления бассейна. Миграция поднятий направлена от орогена к кратону, поэтому все зоны осадконакопления, связанные с поднятиями, последовательно перемещаются на кратон, а отложения одного и того же генезиса в этом же направлении омолаживаются. Выведенное выше уровня моря поднятие представляет собой область сноса материала в форландовый бассейн, но этот источник всегда второстепенный, в сравнении с главной областью сноса, какой является ороген.

Общие закономерности развития форландовых бассейнов с палеотектонической парой прогиб-поднятие установлены во многих регионах, где изучалось взаимодействие орогена и нагружаемой плиты. Подчеркнем, что эти общие закономерности свойственны вендскому форландовому бассейну на юго-западе Сибирской платформы. В основании вендских осадочных комплексов повсеместно фиксируется стратиграфическое несогласие, и длительность стратиграфического перерыва возрастает по направлению к платформе, где моласса налегает на разновозрастные архейские, нижнепротерозойские и рифейские комплексы. Стратиграфическое несогласие уменьшается и становится почти неощутимым во внутренних частях передовых прогибов. При переходе от передовых прогибов к передовым поднятиям нижняя граница молассового комплекса омолаживается и сокращается по мощности, что отчасти связано с внутриформационными перерывами [Мельников, 1994]. Собственный след передовые поднятия (Байкитское и Непско-Ботуобинское) оставили в осадочной толще в виде шлейфов пролювиальных отложений, а также речных долин, врезанных в подстилающие рифейские карбонатные толщи. Дополнительное влияние на интенсивность всплывания внутренних областей кратона в конце раннего и начале позднего венда (возраст редкинского горизонта по [Советов, 2002, в]) оказало таяние ледника и снятие его нагрузки на кору.

Все эти особенности накопления вендских терригенных отложений, дополненные характерным рядом обстановок в предгорной и внутриплатформенной областях, убедительно показывают, что главные зоны осадконакопления определялись палеотектонической парой – передовой прогиб-передовое поднятие, а бассейн имеет полное сходство с форландовым типом и отражает этапы и итог поздневендской коллизии Сибирского кратона с террейнами различного происхождения. Представление о местоположении структурных элементов изображено на палеотектонической схеме (рис. 2.46).

Палеотектоническая схема юго-запада Сибирской платформы отображает поясную зональность осадконакопления, что связано с интенсивностью прогибания и расстоянием от источников обломочного материала.

http://jurassic.ru/

Схема составлена на современной геологической основе без палинспастических реконструкций. Необходимый и в то же время предположительный самый внешний пояс орогенов, выделенный в Саянскую и Забайкальскую зоны, показан в соответствии с нашими данными о вендских тектонических деформациях и остаточных бассейнах, выполненных флишевыми формациями. При этом учитывается представление о вендской коллизии Сибирского кратона с террейнами, как отправной момент палеозойской истории Сибирского континента и окружающих океанических пространств [Sengor, Natalin, 1996].

Самый внешний пояс орогенов находится за пределами тектонических швов современной Сибирской платформы, т.к. основная масса обломочного материала в поздневендской молассе представлена слабо метаморфизованными фрагментами кластических и кремнистых осадочных пород, т.е. произошла не из магматических и ультраметаморфических источников. Краевые выступы фундамента платформы подвергались денудации только на поздних стадиях накопления молассы, что доказано, в частности, на примере состава ушаковских конгломератов в Прибайкалье [Семейкина, 1972] и аналогичных конгломератов хужирской свиты южного Присаянья [Слащева и др.,1971], а также конгломератов немчанской и тасеевской серий, устьтагульской свиты и песчаников горизонта QF [Советов, 1977].

Областями сноса материала служили также сводовые части передовых и так называемых поперечных поднятий, но это были второстепенные источники обломочного материала, а основная масса его поставлялась развитой речной системой из внешних горных сооружений. Пояс краевых поднятий кратона (Предсаянская и Байкало-Патомская зоны) выделен на основе выявления главных областей сноса кластического материала в форландовый бассейн. Вероятно, этот пояс местами выклинивается, переходит в шов, по которому смыкается самый внешний пояс орогенов и пояс передовых прогибов. Вещественным и структурным следствием вендского столкновения Сибирского кратона и террейнов автор считает терригенный форландовый бассейн в поясе передовых прогибов. Внешний край этого пояса структурно обрезан современным краем вендско-кембрийского осадочного чехла Сибирской платформы и, вероятно, некоторые прогибы частично перекрыты надвинутыми пластинами фундамента или рифейских осадочных перикратонных комплексов [Мегакомплексы.., 1987]. Пояс передовых прогибов включает две зоны – Енисейскую, параллельную Саянской зоне орогенов, и Байкальскую – вдоль Забайкальской зоны орогенов.

Енисейская зона передовых прогибов состоит из латерально сменяющих друг друга впадин (прогибов) и поднятий. Передовые прогибы выделены по резкому увеличению мощности вендской молассы [Советов,1977; Тектоника..,1982]. Поднятия можно считать поперечными структурами, отделяющими прогибы друг от друга. В северо-западной ветви этой зоны выделяются два прогиба – Северо-Енисейский и Южно-Енисейско-Присаянский, которые разделены Нижнеангарским поперечным поднятием. Северо-Енисейский прогиб подразделяется на Западно-Енисейскую и Восточно-Енисейскую впадины, взаимоотношение и граница между которыми в венде не совсем ясные. Подкаменнотунгусское поперечное поднятие ограничивает Северо-Енисейский прогиб с севера. В Байкальской зоне – северо-восточной ветви зоны передовых прогибов также выделяются два прогиба – Прибайкальский и Нюйско-Джербинский, разделенные Северо-Байкальским поперечным поднятием. На палеотектонической схеме [Тектоника.., 1982] названные прогибы северо-восточной ветви зоны соответствуют одноименным впадинам, а Северо-Байкальское поперечное поднятие – южному склону внутреннего поднятия Непско-Чонского палеосвода.

Северо-западная и северо-восточные ветви пояса передовых прогибов разделены на юге Бельским поперечным поднятием, которое на север продолжается в Средне-Ангарской зоне внутренних или передовых поднятий. Средне-Ангарская зона представляет собой ветвь субширотной Байкит-Непской зоны и в совокупности с ней образует обширный пояс передовых поднятий. В поясе передовых поднятий выделяются наиболее приподнятые в венде участки – Ангаро-Окинский и Непско-Чонский своды и участки более погруженные, образующие между сводами седловины. Такой же переходный участок (в современном структурном плане это Катангская седловина) разделяет Непско-Чонское (Непско-Ботуобинское) и Байкитское поднятия. Эти названия, принадлежащие более поздним структурам – антеклизам, сохранены, чтобы подчеркнуть преемственность в тектоническом развитии и древность заложения современного структурного плана юго-запада Сибирской платформы. Пояс передовых поднятий повторяет конфигурацию пояса передовых прогибов. В пределах пояса передовых поднятий показаны современные своды – Камовский и Непский и области выхода на поверхность эродированного фундамента Сибирской платформы в начале поздневендского времени.

Вполне очевидно, что крупные нефтегазовые скопления приурочены к зоне передовых поднятий. С концепцией развития форландовых бассейнов согласуется пространственная суперпозиция пар структурных элементов: Северо-Енисейский-Байкитское поднятие; Южно-Енисейско-Присаянский прогиб – Нижне-Ангарское (Центральное) и Ангара-Окинское поднятия; Прибайкальский прогиб – Бельское и Ангаро-Окинское поднятия; Непско-Джербинский прогиб – Непско-Ботуобинское поднятие. Во внутренней области Сибирской платформы за пределами передовых поднятий, по аналогии с Северо-Американской платформой [Шатский,

http://jurassic.ru/

1964а], находится зона депрессий, представленная вендниженепалеозойской Анабаро-Тунгусской или Курейской [Геология, 1981; Нефтегазоносные..,1994 в] синеклизой. Вероятно, эта синеклиза, предшествующая образованию Тунгусского бассейна, структурно неоднородная и включает на вендском этаже внутреннее поднятие, сопряженное с передовым прогибом Игаро-Норильского района, где также накапливалась моласса. Эта территория Сибирской платформы в настоящей работе не рассматривается.

Близость современных латеральных границ передовых прогибов к палеограницам доказывается перекрытием молассы поздневендскокембрийским терригенно-карбонатным чехлом. Такие взаимоотношения установлены на Подкаменнотунгусском поднятии залеганием лебяжинской и одновозрастных ей свит на отложениях рифея. Аналогичным перекрытием поздневендско-кембрийской терригенно-карбонатной толщей Бельского поднятия "запечатываются" Южно-Енисейско-Присаянский и Прибайкальский прогибы. Перекрытие в это же время терригенно-карбонатными отложениями катангской свиты выступов фундамента на передовых поднятиях (Камовский и Мирнинский своды) показывает, что поздневендско-кембрийское время отмечено общим опусканием Сибирского кратона, широкой трансгрессией моря, нивелированием орогенов.

Палеотектоническая изолированность каждого из четырех передовых прогибов подтверждается литостратиграфическими подразделениями, распространенными только в пределах отдельно взятого прогиба. Северо-Енисейский передовой прогиб выполнен чапской серией, включающей суворовскую, подъемскую, таежнинскую и угловскую свиты; Прибайкальский прогиб – байкальской серией, ушаковской и куртунской свитами; только в Нюйско-Джербинском прогибе распространены талаканская, хоронохская, бетенчинская, талахская, бесюряхская, ынахская, харыстанская свиты. Некоторое исключение представляет Южно-Енисейско-Присаянский прогиб, выполненный на юге оселковой серией (марнинская, удинская, икейская, георгиевская, айсинская и усть-тагульская свиты), а на севере тасеевской серией (алешинская, чистяковская, мошаковская и редколесная свиты). Возможно, этот прогиб состоит из двух впадин, разделенных поднятием, но в настоящее время переходная зона между осадочными сериями не исследована из-за отсутствия буровых скважин на закрытой территории.

Различие режимов и обстановок осадконакопления, внешне выраженное различием литостратиграфических комплексов, по-видимому, тесно связано с особенностями тектонического воздействия индивидуальных орогенов. В целом, аккреция террейнов с кратоном началась в раннем венде, но это крупное тектоническое событие могло быть несколько разновременным, если, как следует из анализа пространственного положения пар прогиб-поднятие, тектоническое воздействие было локальным, т.е. зависело от движения конкретного геологического тела. Собственно коллизия имела место и достигла апогея во второй половине позднего венда.

Вендский периферический форландовый бассейн сформировался на юго-западной и южной окраинах Сибирского кратона в результате коллизии частей распавшегося суперконтинента Родиния. Сибирский кратон по палеомагнитным данным образцов пород красноцветной молассы, собранных авторами, находился в приэкваториальных широтах 12°-17° [Казанский и др., 2001] и, вероятно, входил в Восточно-Гондванскую группу континентов. Сходство этапов и стадий седиментации в венде на Сибирском и Восточно-Европейском кратонах подтверждает их близкое пространственное положение при амальгамации литосферных плит и конструкции суперконтинента.

Эволюция форландового бассейна Сибирской платформы была тесно связана с активностью, местом и временем коллизии, а также эвстатическими колебаниями уровня моря. Доколлизионные позднерифейские рифтогенные бассейны, сохранившиеся в авлакогенах, образовались под влиянием открытого океана (приливы, штормы) и характеризуются генеральным направлением перемещения осадочного материала с кратона в окраинные моря. В ранний период вендской аккреции плит имели место слабые складчатые деформации осадочных толщ в позднерифейских авлакогенах, поднятие кратона и образование региональной поверхности денудации, с которой связаны коры выветривания и несогласия в основании байкальской, олхинской, оселковой, тасеевской и чапской серий, а также главное структурное несогласие в основании вендского чехла внутренних районов кратона. Осадконакопление в наиболее полном виде реализовалось в поясе передовых прогибов [Советов,Благовидов 1999] и в значительной мере зависело от активности внешних (орогенных) областей сноса и аллювиальных систем, направленных в сторону кратона [Советов, Благовидов, 1998]. Байкит-Непская зона, где мощность вендской молассы минимальная, наследует передовые палеоподнятия (forebulges), генетически связанные с передовыми прогибами, и отражает реакцию литосферы на вертикальную нагрузку на край кратона Саянского орогенного пояса.

Соответствие вендской палеотектонической зональности на южной периферии Сибирского кратона классической (альпийской) коллизии подтверждено обнаружением пояса остаточных бассейнов (remnant basin), сохранившихся к западу от сутуры в Саянской палеотектонической зоне. Окраинные бассейны вендского возраста известны также на Патомской окраине Сибирского кратона и образуют пояс, отделенный от форландового бассейна цепью поднятий.

В Манском регионе ("прогибе") нами были установлены надвиги и тектонические покровы, синхронные вендскому (жистык-анастасьинскому) флишевому бассейну. Здесь (р. Мана, Серебрянские и Беспальские

http://jurassic.ru/

скалы) выделены структурно- формационные перагенезисы, включающие: 1) тектонические пластины карбонатных рифейских пород мелководно-морского генезиса и пластины пород океанической коры (кувайская эффузивная толща), 2) линзы и плащеобразные покровы тектонических брекчий (до 100-150 м), подстилающие карбонатные пластины, карбонатно-вулканомиктовый меланж, 3) отложения грубообломочных наземных и подводных гравитационных потоков из материала разрушенных тектонических чешуй, 4) терригенные и терригенно-карбонатные турбидитовые (флишевые) морские отложения, включающие пакеты дебритов в подводных палеоканьонах. Субширотная ориентация фронта тектонических покровов, с которыми сопоставлены шарниры крупных лежачих складок с амплитудой в десятки и первые сотни метров и шарьирование происходили (в современных координатах) с севера на юг, косо к краю кратона. Отложения, сингенетичные надвигам, формируют крупный комплекс олистостром (дикий флиш), состоящих из гальки и глыб доломитов, эффузивов и субвулканических тел ангалойской и кувайской серий и тектонически перекрыты пластинами этих серий. Остаточный флишевый бассейн Манского региона фиксирует время начала А-субдукции и орогенеза, локальную обдукцию островодужных комплексов на кратон [Верниковский, 2002]; это время, по-видимому, – поздний венд. Коллизионная стадия и образование полно развитых передовых прогибов, выполненных молассой, судя по времени регионально выраженной проградации в сторону кратона аллювиальных систем и формирования аллювиальных равнин, имело место в котлинский век позднего венда [Советов, 2002, б,в]. Это событие также отмечено становлением поздневендских синколлизионных гранитоидов и стадией метаморфизма в Саянской зоне [Ножкин, Туркина, 2002]. Коллизия по всей периферии кратона, по-видимому, не была строго синхронной, т.к. в Забайкальском (Байкало-Муйском) поясе получены хронолические даты образования высокобарических пород в раннем венде [Амелин и др, 2000].

2.3.7.2. Палеогеографическая реконструкция вендского периферического форландового бассейна Сибирской платформы

Заполнение и дифференцированное развитие различных частей периферийческого форландового бассейна были предопределены локализацией и скоростью погружения отдельных его сегментов, расположением областей сноса, палеогеографической зональностью и связью с океаном. Эволюция форландового бассейна устанавливается с помощью корреляции последовательностей однотипных палеотектонических и седиментационных событий. В единую схему для разных передовых прогибов объединены эпохи тектонической активности орогенов, отмеченные врезанием речных долин и проградацией аллювивиальных систем, и эпохи трансгрессий и высокого стояния уровня моря. После ранневендской крупномасштабной деформации кратона, подъема его центральных областей, перерыва в осадконакоплении имели место пять наиболее важных событий 2-го порядка. Каждый этап эволюции представлен суперциклом седиментации 2-го порядка, отложения пяти суперциклов фомируют одноименные региональные стратиграфические горизонты: алешинский, марнинский, гребенской, веселовский и устьтагульский [Советов, 2002, б].

Алешинский горизонт (время) включает осадочные системы нижнеалешинской подсвиты в литотипическом разрезе вендской молассы на юго-востоке Енисейского кряжа. В это время латеральные тектонические напряжения в результате начавшегося столкновения литосферных плит и увеличения площади континентальных масс привели к подъему центральных областей кратонов и, вероятно, образованию первых ледяных шапок. В краевых частях Сибирского кратона заложились грабенообразные впадины, унаследованные позже Нюйско-Джербинским, Южно-Енисейско-Присаянским и Северо-Енисейским передовыми прогибами (рис 2.47). Появились эмбриональные гляцио-флювиальные равнины и накопление аллювиальных отложений суворовской, раннеалешинской, талаканской и бетенчинской свит. В это время были широко распространены гравийные сплетенные речные системы. Цикл осадконакопления завершился на юге Енисейского кряжа накоплением лессовидной тонкобломочной толщи с подчиненными отложениями плащеобразных временных потоков, на севере Енисейского кряжа и на северо-востоке в Предпатомской зоне – ингрессией из окраинных бассейнов. Главные источники кластического материала находились на кратоне, дополнительные – во внешних эмбриональных орогенах.

Марнинский горизонт (время) объединяет отложения марнинской и нижней части удинской свит Присаянья и обозначает образование регионального терригенного чехла на юго-западе Сибирской платформы (рис.2.48). Начало образования суперцикла тесно связано с ледниковой эпохой – *сибирским* оледенением Сибирского кратона [Советов, 2002, а], синхронного варангерскому (лапландскому) оледенению Восточно-Европейской кратона и Северной Атлантики [Чумаков, 1978]. Граница ледникового щита при максимальном его распространении достигали юго-западного края Сибирского кратона, и его языки, вероятно, спускались в окраинные моря. След ледника – тиллиты установлены в Присаянье, Прибайкалье и на Енисейском кряже. Оледенение было главным фактором, влиявшим на осадконакопление, зональность и структуру бассейна. Осадочный бассейн претерпел сложную историю, запечатленную в циклической седиментации трех последовательностей (сиквенсов) 3-го порядка. В Присаянской впадине передового прогиба три сиквенса – уляхский, огнитский и нижнеудинский имеют ярко выражен-

http://jurassic.ru/

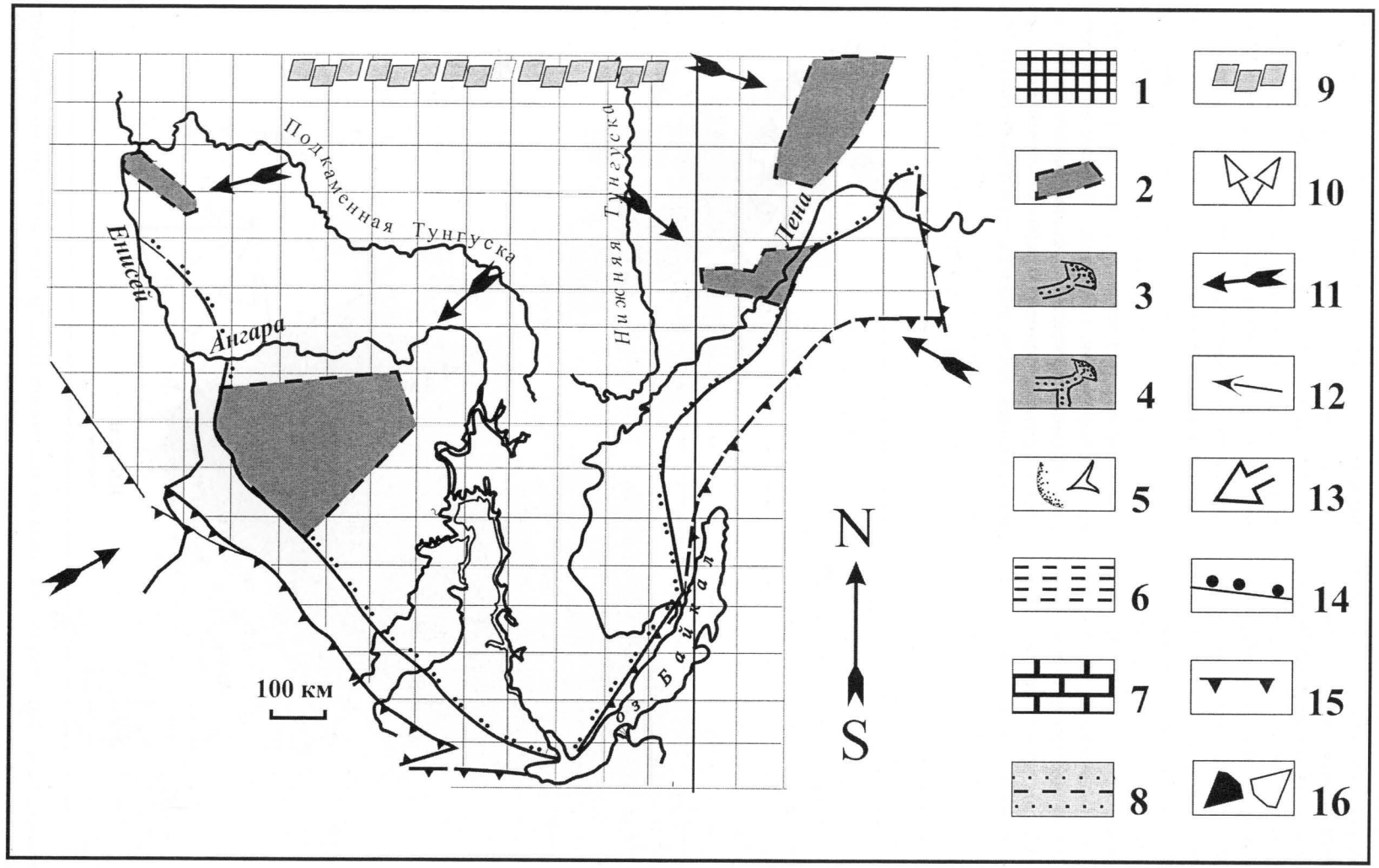


Рис.2.47. Палеогеографическая схема вендского периферического форландового бассейна Сибирской платформы на раннем аккреционном этапе (ранний венд, раннеалешинское время). Образование инициальных грабенов – предшественников передовых прогибов; высокое стояние кратона и начало формирования ледникового покрова

Обозначения к рис. 2.47-2.51: 1 – основание (цоколь) Сибирского кратона и континентальных террейнов, аккретированных к кратону в венде; 2 – контуры инициальных молассовых грабенов; 3 – аллювиальные равнины сплетенного типа; 4 – аллювиальные равнины сетчатого типа; 5 – гляциофлювиальные конусы выноса; 6 – мелководно-морские (шельфовые) осадочные системы; 7 – мелководно-морские карбонатные системы трансгрессий моря, связанных с дегляциацией; 8 – прибрежно-морская и стрэндовая равнина, сформированная песчаными дельтами; 9 – граница предполагаемого распространения ледникового покрова; 10 – направления течения рек по подошвенным знакам, наклону мульд и косым сериям в русловых отложениях аллювиальных комплексов молассы; 11 – направления потоков кластического материала (главные); 12 – то же - второстепенные; 13 – направления трансгрессий моря; 14 – граница осадочного чехла Сибирской платформы; 15 – граница кратона

http://jurassic.ru/

ную структуру, обусловленную эвстатическими колебаниями уровня моря [Советов, 2002 а]. На Енисейском кряже этим трем сиквенсам соответствуют три циклически построенных части разрезов нижнего морского комплекса, представленного чистяковской, столбовской и подъемской свитами [Советов, Благовидов, 1998; Благовидов, Советов, 1998]. На рис. 2.48 показана палеогеографическая зональность на время высокого стояния уровня моря нижнеудинского сиквенса. Позднеулунтуйская, нижнеудинская, позднечистяковская, позднестолбовская, позднеподъемская карбонатные системы, появившиеся в результате трансгрессии моря из окраинных морей Патомской, Забайкальской и Саянской зон, были ограниченно распространены по периферии, замещаясь латерально и к поднятиям центральной части кратона терригенными отложенями. Формирование шельфовых обстановок с прибрежными барьерами ченьерного типа и дальней зоной штормового влияния в значительной мере было определено выносом в море большого количества песчаного и алевро-пелитового материала. Главной областью сноса была приподнятая суша центральной части кратона, и во время низкого стояния уровня моря наиболее развитые нижнеудинские речные системы выносили аркозовый материал до окраин кратона.

Гребенской горизонт (время) обозначает начало принципиально нового тектонического этапа – коллизии Сибирского кратона и террейнов различного происхождения, образования внешних орогенов, предгорных передовых прогибов [Советов, 2002 б,в]. Этот этап гомологичен раннекотлинской седиментации на Восточно-Европейской платформе. Ранненемчанская, гребенская (раннемошаковская), раннеайсинская, раннесреднекачергатская, талахская – близкие во времени региональные проградации флювиальных систем на кратон с формированием обширных аллювиально-дельтовых равнин, соединивших в один пояс терригенного осадконакопления Енисейско-Присаянские, Прибайкальский и Припатомский передовые прогибы. (рис. 2.49). В это время преобладали сплетенные и сетчатые

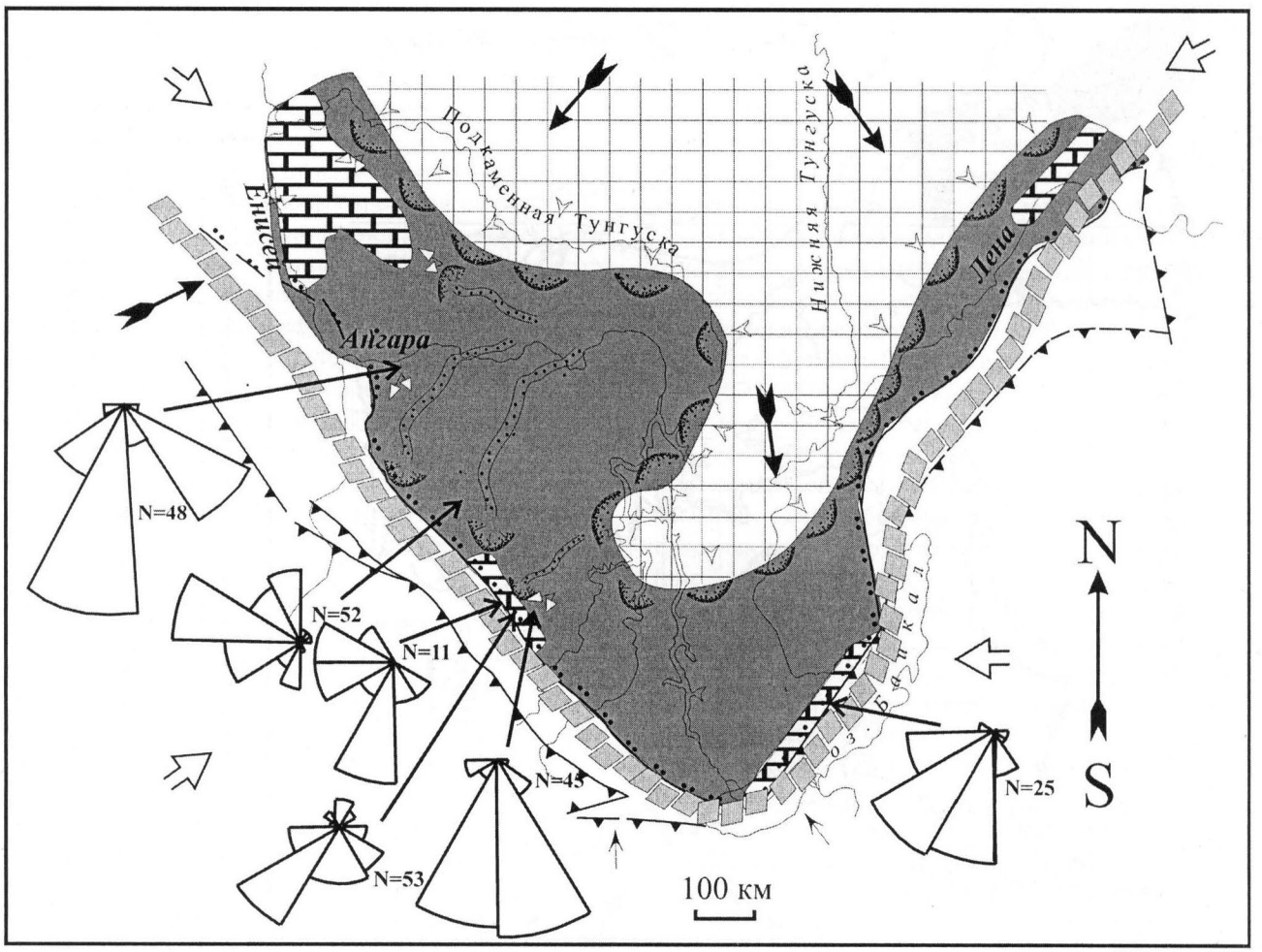


Рис.2.48. Палеогеографическая схема форландового бассейна на ледниковом этапе (ранний венд, позднеалешинское-раннемарнинское время). Формирование перигляциальной равнины за счет изостатического подъема центральной части кратона. Показан край ледникового покрова стадии максимального оледенения и положение карбонатных систем позднемарнинской стадии дегляциации (условные обозначения см. на рис. 2.47)

http://jurassic.ru/

(анастомозирующие) реки с направлением второстепенных русел радиально к краю кратона и главных речных артерий параллельно региональным склонам. В Прибайкальском прогибе реки были ориентированы на СВ, в группе Енисейско-Присаянских прогибов на С-СЗ в эпиконтинентальное море, затопившее кратон со стороны его северной и северо-восточной пассивных окраин. Речные системы в пульсационном режиме переносили массу алевропелитового материала, заполнившего обширные пойменные пространства между сетью русел. В Прибайкалье в периоды подъема уровня моря формировались алевропелитовые ("черносланцевые") пачки авандельтовых отложений, песчаные бары (песчаные волны), темпеститы переходной и дальней зон шельфа. Наиболее мощная бесюряхская-ынахская трансгрессия со стороны Патомского окраинного бассейна продвинулась до Прибайкалья, тогда как в Енисейско-Присаянской группе прогибов в гребенское время сохранялись обстановки аллювиальной равнины. В континентальных обстановках накапливались красноцветные отложения (Присаянье, Енисейский кряж). Циклическая седиментация 3-го порядка (циклы миграции долин) была связана с импульсами орогенеза и, опосредованно, с эвстатическими колебаниями уровня моря, аналогичными по рангу циклам 3-го порядка в нижнем морском комплексе. Циклы 4-го порядка отражают в осадках миграцию русел по долине в результате авульсий, более мелкие и короткопериодичные циклы 5-го и 6-го порядков связаны с параметрами русел и объемом площадных суспензионных потоков, соответственно [Советов, Благовидов, 1998].

Веселовский горизонт (время) отражает регионально проявившийся эпизод тектонической активизации и орогенеза, аналогичный событиям второй половины

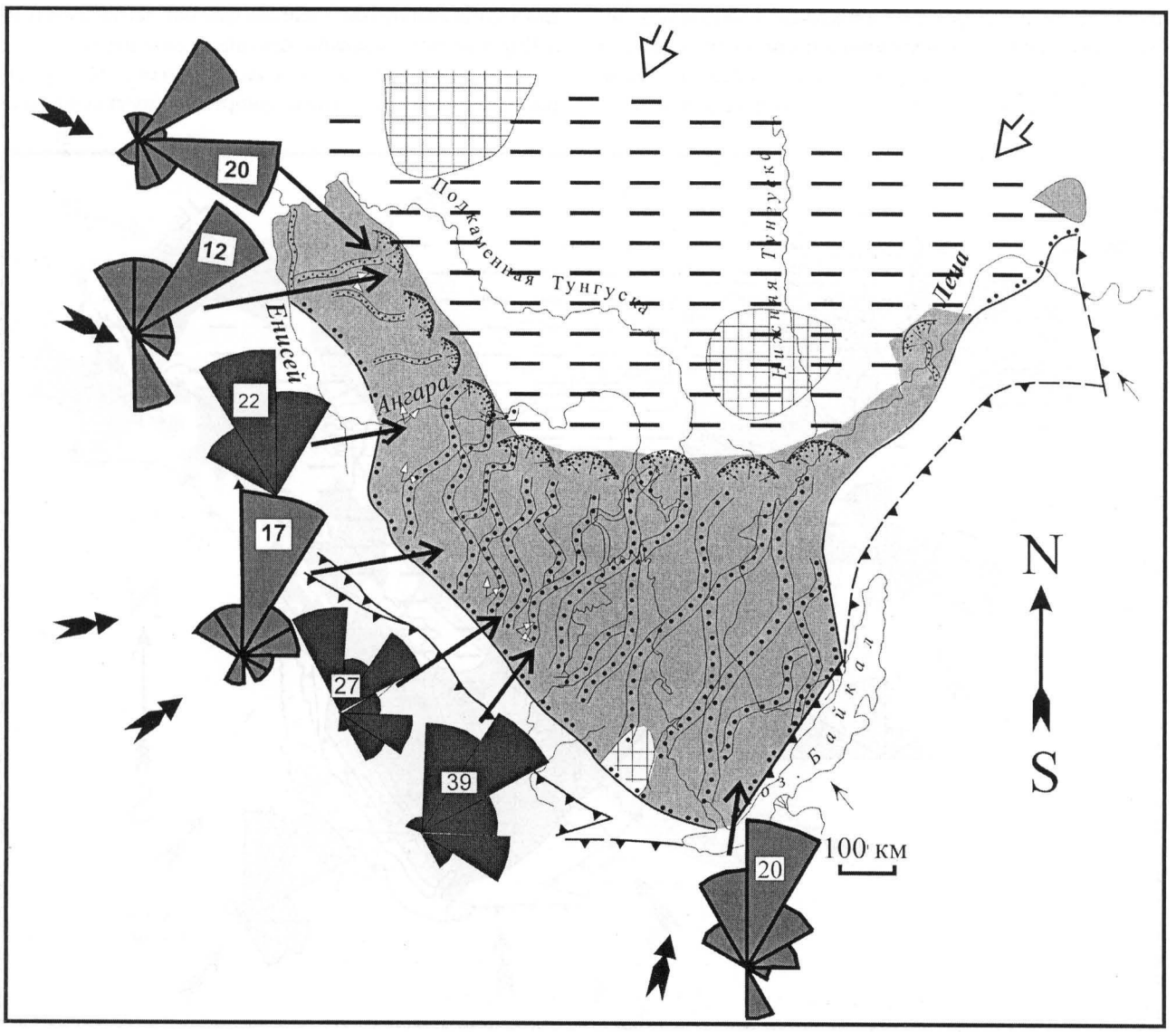


Рис.2.49. Палеогеографическая схема форландового бассейна на ранней стадии коллизионного этапа (поздний венд, гребенское время). Формирование сетчатой аллювиальной равнины (условные обозначения см. на рис. 2.47)

http://jurassic.ru/

котлинского века на Восточно-Европейской платформе [Советов, 2002 б, в]. Веселовскому горизонту принадлежат наиболее грубозернистые песчаные и конгломерат-гравелитовые аллювиальные отложения и смена типов аллювиальных систем (рис. 2.50). С этим временем связаны харыстанская, хамакинская, раннеушаковская, хужирская, позднеайсинская, позднемошаковская (веселовская) средненемчанская проградации более высокоэнергетичных аллювиальных систем с прямолинейным руслом и сплетенного типа. На этом этапе широко проявилось врезание речных долин и эрозия алеврит-пелитовых отложений, особенно глубокая на поднятиях. В Прибайкальском прогибе после позднекачергатской трансгрессии началось формирование речной долины, в Енисейско-Присаянской группе прогибов изменился тип речных систем от слабо энергетичных ветвящихся (сетчатых) к прямолинейным сплетенным или с чередующимися барами. Сужение ширины аллювиальных равнин объясняется миграцией передовых внутрикратонных компенсационных поднятий в сторону прогибов (см. рис. 2.50). Вместе со сменой осадочных систем изменилась структура орогенов и усложнился петрофонд переносимого кластического материала [Советов, 1977]. Главными источниками материала были паратектонические поднятия, параллельные Саянскому поясу террейнов и остаточных бассейнов.

Отложения веселовского горизонта, судя по всем параметрам, образовались во время кульминации коллизии кратона и террейнов на фоне подъема уровня моря, вероятно, связанного с синхронным ростом спредингового поднятия (СОХ) при открытии океана Япетус. Направление трансгрессии моря остались такими же, как в гребенское время – с СВ на ЮЗ. Масса песчаного материала, принесенного реками в море, была преобразована в прибрежных обстановках в бары и очищена от неустойчивых компонентов. Широкое распространение получили береговые песчаные гряды (beach-ridges), составляющие элементы песчаной прибрежной равнины и песчаных комплексов предфронтальной зоны пляжа. Действие морской среды было главной причиной появления кварцевых и эстраквацевых песчаников раннетирской, ботуобинской, большелугской пачек.

Усть-тагульский горизонт (время) объединяет терригенные аллювиальные и прибрежно-морские отложе-

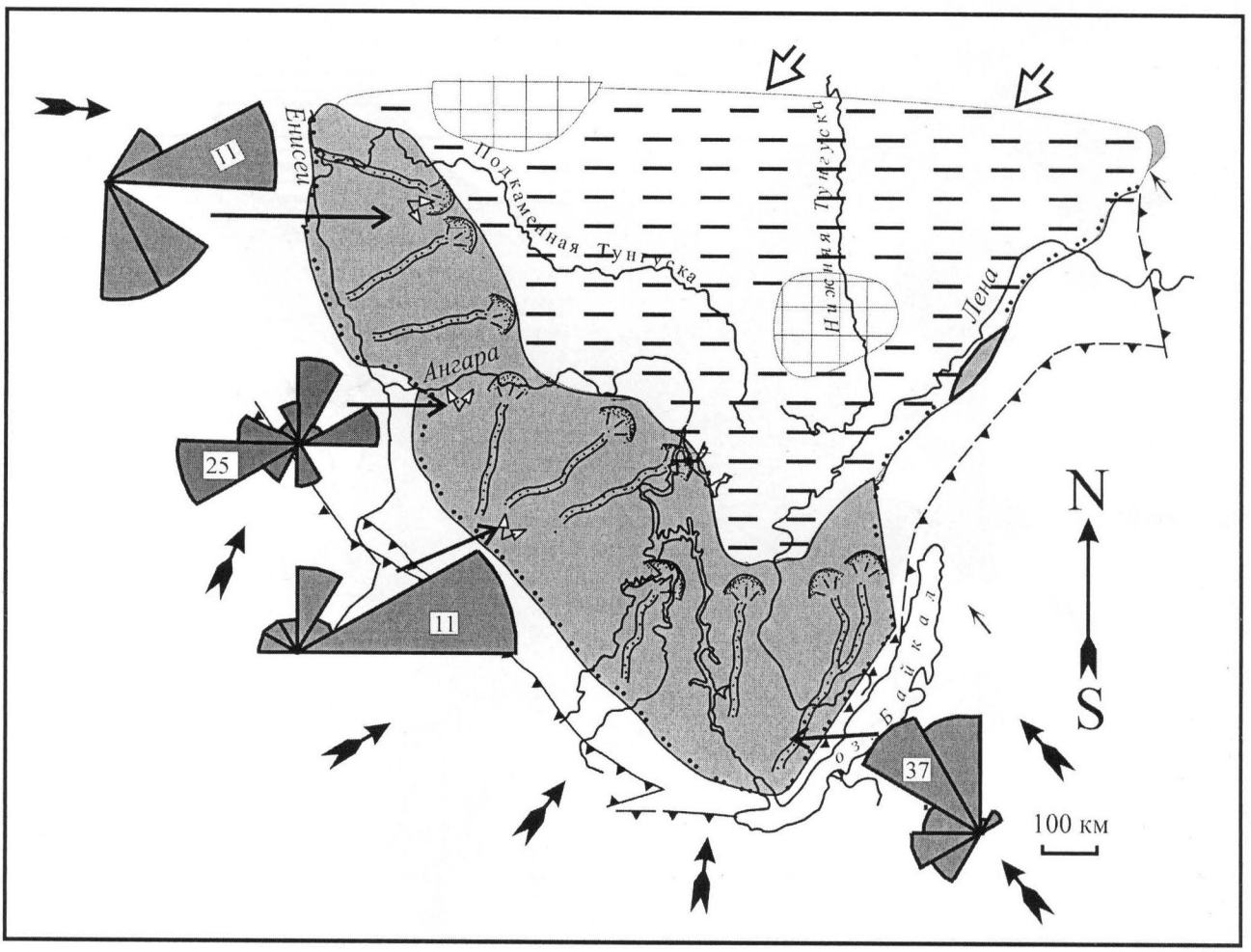


Рис.2.50. Палеогеографическая схема форландового бассейна на поздней стадии коллизионного этапа (поздний венд, веселовское время). Формирование сплетенной аллювиальной равнины (условные обозначения см. на рис. 2.47)

http://jurassic.ru/

ния нижней половины одноименной свиты, нуртейскую свиту Присаянья, куртунскую свиту Прибайкалья редколесную и угловскую свиты Енисейского кряжа. Усть-тагульская, короткая по времени проградация аллювиальных конгломератов и песчаников и врезание речных долин во время низкого стояния уровня моря особенно ярко проявились в пределах передовых прогибов. На поднятиях, разделяющих прогибы, стратиграфический объем горизонта сокращен за счет размыва или неотложения подразделений нижней его части. Во внешней части прогибов и на внутрикратонных передовых поднятиях осадки горизонта были переработаны морем и преобразованы в прибрежно-морские маркирующие песчаные пачки (шамановскую, верхнепарфеновскую, верхнетирскую, преображенскую), латерально надстраивающие прибрежную равнину (strand plane) (рис. 2.51). Состав кластического материала из поднятых блоков фундамента и осадочных толщ рифейских авлакогенов дает основание сделать заключение не только о глубине эрозии паратектонических поднятий Присаянской и Байкало-Патомской зон, но и о существовании крупномасштабных сводовых поднятий начала рифтинга в зоне орогенов. Корреляция усть-тагульской проградации аллювия и падения уровня моря с последующей быстрой его трансгрессией указывают на общую глобальную причину – начало преобразования кинематики литосферных плит, преобладающую трансформную и транстенсивную составляющие движения, приведших к распаду вендского коллажа континентов. Усть-тагульский горизонт коррелируется с ровенским трансгрессивным горизонтом балтийской серии Восточно-Европейской платформы [Советов, 2002, в].

Катангская (островная, позднеустьтагульская, шанхарская, аянканская) трансгрессия, с которой карбонатные системы продвинулись из центральных районов кратона далеко на юго-запад и юго-восток в область прибрежной равнины, отражает первую фазу поздневендской-раннекембрийской истории свободного движения Сибирского кратона.

Последовательность образования вендского периферического форландового бассейна и корреляция крупных седиментационных событий на окраинах Сибирского кратона, удаленных друг от друга на первые тысячи километров, доказывает, что аккреция литос-

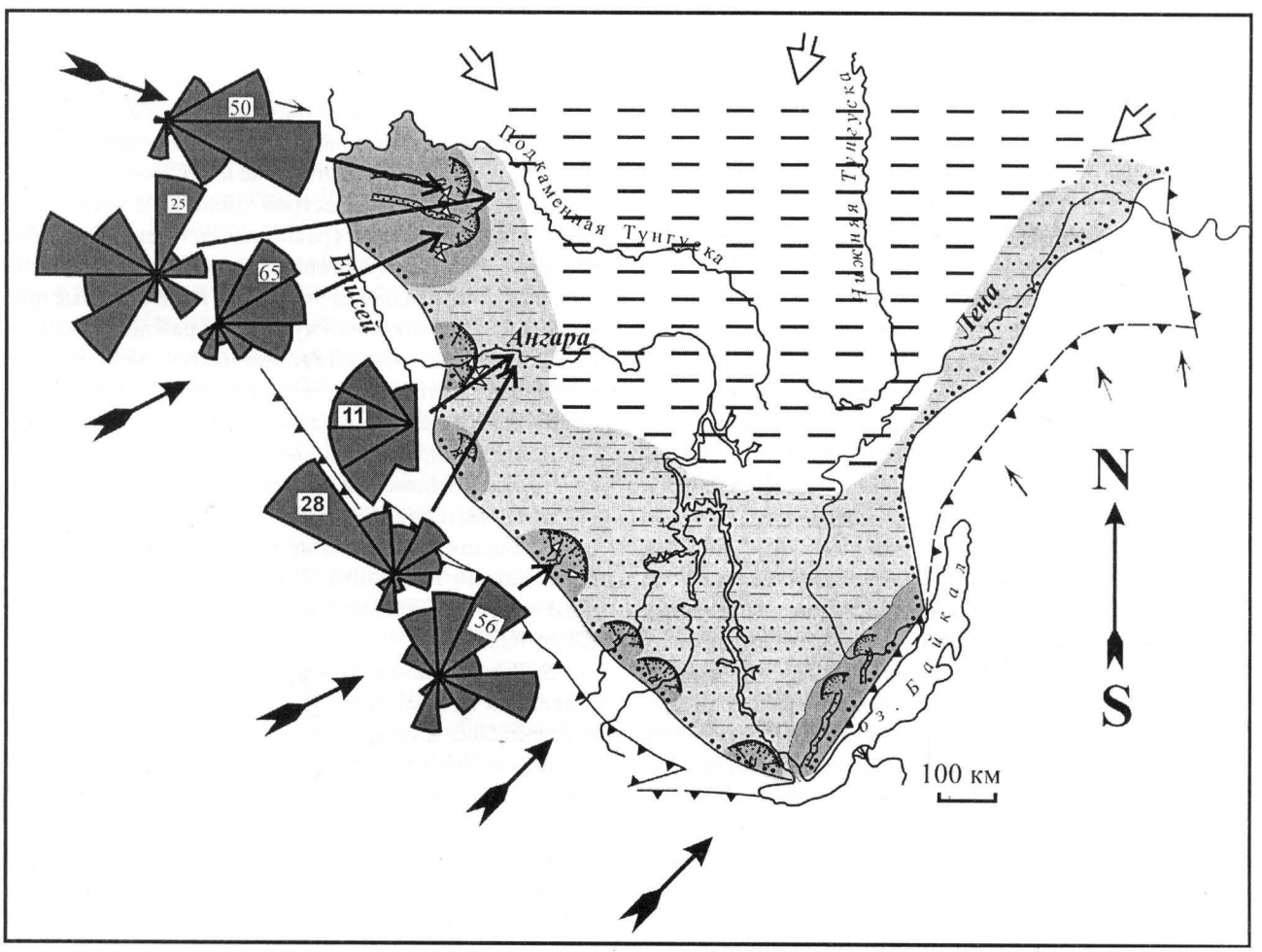


Рис.2.51. Палеогеографическая схема форландового бассейна юго-запада Сибирской платформы на завершающей стадии коллизионного этапа - начала транстенсии (поздний венд, редколесное-раннеустьтагульское время). Формирование прибрежной (стрэндовой) равнины (условные обозначения см. на рис. 2.47)

http://jurassic.ru/

ферных плит началась одновременно по его периметру при вращательном движении кратона по часовой стрелке. Это подтверждено прямыми наблюдениями направления шарьирования комплексов океанической коры и карбонатного шельфа с севера на юг косо к краю кратона. Преобладающая трансформная составляющая вендской коллизии Сибирского кратона следует также из факта сохранения остаточных бассейнов в "тени" выступов кратона (контрфорсов) на протяжении всего времени накопления молассы. В молассе отсутствуют переотложенные продукты разрушения комплексов океанической коры и исключается, следовательно, сколько-нибудь широкая их обдукция на паратектонические поднятия. Главная составляющая кластики в аллювиальных комплексах молассы – продукты разрушения высокозрелых осадочных и метаосадочных толщ, что соответствует провинции рециклированных орогенов по модели [Dickinson, Suczek, 1979; Dickinson, 1988] или комплексу отложений рифейских пассивных окраин Сибирского кратона.

Образование в позднем венде коллизионной молассы, заполняющей периферический форландовый бассейн огромной протяженности и сложной конфигурации, конформный краю кратона, убеждают, что коллизию по времени и стилю следует относить к кадомской и панафриканско-бразильской тектонической эпохе [Muhongo et al, 2000; Gresse et al, 2000]. Эта тектоническая эпоха обозначает первую (вендскую) фазу аккреции нового суперконтинента после распада Родинии.

2.3.8. Заключение

1. Осадочные системы вендского молассового комплекса на юго-востоке Енисейского кряжа включают разноранговые подразделения, в основе выделения которых лежат различия в структуре, текстуре и морфологии осадочных тел. Элементарной единицей для систем более высокого ранга служит литофация, т.е. неделимая часть осадочной толщи. В континентальных и морских толщах выделены и классифицированы по 21 литофаций, соответственно. Важными параметрами характеристики литофаций и более сложных осадочных систем авторы считают размеры (мощность) осадочных тел, вектор течений, режим и обстановки осадонакопления. Параметры литофаций аллювиальных и мелководно-морских толщ венда весьма сходны с фанерозойскими аналогами [Miall, 1977, 1996; Galloway, Hobday, 1996].

2. Группировки литофаций древних аллювиальных толщ, выделяемые под общим понятием архитектурных элементов [Miall, 1985, 1996], имеют место также в вендской молассе юго-запада Сибирской платформы. В результате анализа архитектурных элементов и их последовательностей обосновано выделение типов осадочных систем, в частности, ассоциаций литофаций сплетенной, меандровой и сетчатой рек. В свою очередь, группировки систем образуют генетические комплексы, объединенные средой и региональной зоной осадконакопления. В литотипе вендской молассы на юго-востоке Енисейского кряжа выделены два аллювиальных и два мелководно-морских комплекса.

3. Впервые на Сибирском кратоне установлены в основании молассы (оселковая серия Присаянского прогиба) ледниковые отложения и их аналоги во внутренних районах кратона [Советов, 2002, а]. Направления переноса материала ледником, гляциофлювиальными, эоловыми и флювиальными процессами доказывают материковый тип ледниковой формации. Асссоциация ледниковых диамиктитов с покровными доломитами и появление после первой (озеркинской) трансгрессии моря богатой биоты мягкотелых Metazoa – прямое свидетельство ранневендского возраста *сибирского* оледенения и наиболее вероятной его корреляции с верхним подгоризонтом лапландского ледникового горизонта [Чумаков, 1978]. При такой корреляции коллизионный этап отражает поздневендскую историю форландового бассейна. В литотипе вендской молассы на юго-востоке Енисейского кряжа на стратиграфическом уровне ледниковых отложений находятся флювиальные отложения верхней трети нижнего аллювиального комплекса.

4. Нижний аллювиальный комплекс состоит из восьми аллювиальных систем и, по-видимому, связан с оледенением в центральных районах кратона. О гляцио-флювиальном происхождении комплекса можно заключить по слабой сортировке и грубости материала русловых отложений, быстрой смене типа речной системы, преобладанию в гравийной сплетенной системе зрелого кварцевого (кратонного) материала, непостоянству русел, латеральным переходам в микститовые пролювиальные отложения внутренних районов (низы ванаварской и непской свит), широкому вееру разноса материала в западных и юго-западных направлениях, присутствию межрусловых алевропелитовых неслоистых отложений, вероятно, лессов, сходству с типовым комплексом отложений р. Скотт в Канаде, с гравийно-галечным материалом из морен [Miall, 1977]. О вариациях влияния различных источников материала в грабенах можно заключить по непостоянству регионального наклона, менявшегося, судя по течениям рек, от СЗ до ЮЗ.

5. Региональная трансгрессия моря из окраинных бассейнов на кратон прервала континентальное осадконакопление и сформировала шельфовые зоны седиментации. Три фазы чистяковской трансгрессии перерабатывали отложения аллювиальной постгляциальной равнины и реализовались накоплением ассоциаций (осадочных систем) нижнего морского комплекса в трех зонах шельфа – предфронтальной, переходной и дальней с широким распространением тонкообломочных отложений. Ассоциации попарно создали регрессивные последовательности (сиквенсы) отложений, обусловленные трансгрессией моря, а затем высоким стояни-

http://jurassic.ru/

ем уровня моря и проградацией прибрежно-морских обстановок. Распространение трех сиквенсов нижнего морского комплекса на первые тысячи километров свидетельствует, по-видимому, о глобальном масштабе эвстатических колебаний уровня моря. Обилие илового материала было предпосылкой для латерального чередования песчаных баров с забаровыми ложбинами (заливами), что имеет сходство с побережьем ченьерного типа [Galloway, Hobday, 1996; Einsele, 1992]. Латерально тонкообломочные отложения дальней зоны замещаются карбонатными фитолитовыми и темпеститовыми системами, широко распространенными на севере Енисейского кряжа, в Присаянье и Прибайкалье.

6. В верхнем аллювиальном комплексе выделены две аллювиальные системы, образующие широкие аллювиальные равнины, прислоненные к паратектоническим (внешним) поднятиям. Верхний аллювиальный комплекс содержит многочисленные следы переноса материала с направлениями на кратон. Эволюция форландового бассейна сопровождается утратой разнообразия аллювиальных систем, что связано с различной зрелостью аллювиальных равнин гдяциогенного и тектоногенного происхождения. Направление течений рек в верхнем аллювиальном комплексе имеет в основном северо-восточный вектор с отклонениями на СЗ, С, В и ЮВ. Установлена отчетливая тенденция переноса материала с запада на восток, т.е. от внешних источников к кратону. По составу кластический материал, принесенный на кратон, идентичен материалу провинции рециклированных орогенов [Советов,1977; Dickinson, Suczek,1979; Dickinson,1988]. Вместе с поперечными к краю кратона направлениями, фиксируется явный разворот рек на север параллельно осевой зоне передового прогиба. Направления течений и тенденция замещения континетальных толщ морскими показывают проградацию комплексов аллювиальной равнины на север и восток. Таким образом, установлены региональный склон и погружение Южно-Енисейско-Присаянского передового прогиба на север, юго-западный источник кластического материала и надвигание террейнов на край Сибирского кратона с запада и юга.

7. Вторая (редколесная) региональная трансгрессия, более широкая по площади, распространилась на всю южную часть Сибирской платформы со стороны северной и северо-восточной пассивных окраин кратона, а осадконакопление этого времени отличается резким преобладанием песчаных отложений, образовавших широкую прибрежную равнину, что в целом создает общую регрессивную структуру молассы. Преобладание в кластических осадках кварцевого и полевошпат-кварцевого материала свидетельствует о максимальном поднятии паратектонических орогенов и выходах на поверхность блоков фундамента Сибирской платформы [Советов,1977]. Верхний морской комплекс формировался при действии двух факторов – финальных импульсов орогенеза, сопровождавшихся поступлением в бассейн грубокластического материала, и одновременной трансгрессии моря, перерабатывавшей принесенный материал в прибрежной зоне. По этой причине две последовательности отложений соответствуют по рангу циклам 3-го порядка нижнего морского комплекса, но имеют инверсионное строение с утонением осадочного материала снизу вверх.

8. В вендской молассе выделены семь рангов циклических последовательностей отложений. Молассовый комплекс в целом и последовательности отложений 2-3-го рангов образовались под влиянием глобальных и региональных тектонических процессов, с которыми были связаны также две эпохи крупных трансгрессий моря. Циклические последовательности 2 и 3 рангов имеют, соответственно, полное сходство с суперциклами и сиквенсами, последовательности 4-го ранга играют роль парасиквенсов [Vail et al., 1991]. Циклы 3-го ранга в нижнем морском комплексе отчетливо связаны с эвстазией гляциогенной природы. Здесь прямыми наблюдениями установлены три стадии крупноамплитудного падения уровня моря и глубокого врезания речных долин. Взаимосвязь этапов активизации орогенеза и трансгрессий моря указывает на возможное межконтинентальное значение этих событий для корреляции этапов развития вендских форландовых бассейнов различных континентов [Советов, 2002, в].

9. Установлены три крупных этапа образования форландового бассейн: 1) инициальный аккреционный, 2) ледниковый, 3) коллизионный. На первом этапе формировались грабены-прогибы и два источника кластического материала – внутрикратонный и внешний. Начало оледенения по седиментологическим данным (аркозовый состав материала, центробежные направления стока речных систем, переотложение эолового песчаного материала в диамиктиты) связано с тектонической аккрецией литосферных плит и влиянием латерального стресса на поднятие внутренней области и опускание краевых частей кратона по модели [Cloetingh, 1988]. На втором этапе вырос материковый ледниковый щит, и осадконакопление определялось циклической динамикой разрастания и таяния ледника с центробежной ориентацией осадочных систем. На третьем, коллизионном этапе образовались сплошной пояс внешних к кратону орогенов и основное тело молассы с верхними континентальным и морским комплексами. По смене осадочных систем выделяются три главные коллизионные стадии – гребенская (раннемошаковская), веселовская (позднемошаковская) и позднередколесная (усть-тагульская). Позднередколесная стадия коллизии сменилась на границе венда и кембрия транстенсивным этапом геодинамической эволюции Сибирского кратона с минимальным влиянием бывших орогенов и широким распространение внутрикратонных карбонатных и эвапоритовых осадочных систем.

10. Вендский периферический форландовый бассейн Сибирской платформы по времени образования

http://jurassic.ru/

близок пан-африканским-бразильским событиям аккреции Гондваны [Muhongo et al, 2000; Gresse et al, 2000] и, по-видимому, представляет результат коллизии террейнов и кратонов с Сибирским довендским континентом. Синхронность главных тектонических событий в венде на Сибирском и Восточно-Европейском кратонах [Советов, 2002, в], удаленных в настоящее время друг от друга более чем на 2000 км, может служить косвенным доказательством принадлежности этих кратонов единому ансамблю литосферных плит, соединившихся после распада Родинии в новый суперконтинент в позднем венде.

http://jurassic.ru/

ГЛАВА 3
ПРОЦЕССЫ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

3.1. Проблемы терминологии и типизации процессов литогенеза

Многофакторные постседиментационные изменения осадочных толщ заключают в себе богатейшую и не исчерпанную информацию о многих особенностях геодинамической эволюции литосферных блоков. Этот аспект проблемы стал привлекать к себе внимание литологов еще с середины XX века – периода классических работ Л.В.Пустовалова [1940], Н.Б.Вассоевича [1962], А.Г.Коссовской и В.Д.Шутова [1955, 1956], Н.В.Логвиненко [1953, 1968], Л.Б.Рухина [1953] и других отечественных литологов, заложивших основы методики познания скрытых от прямого наблюдения процессов и условий постседиментационного (или "вторичного") изменения осадочных отложений в периоды их длительного пребывания внутри земных недр. Это направление исследований давало ценнейшую информацию для познания закономерностей угле-, нефте-, газообразования и стратиформного рудообразования, а также для реконструкции древних (дочетвертичных) ОБ. Данные палеогеографии, опирающиеся прежде всего на первичные вещественные и структурно-текстурные породные признаки, были бы некорректными без учёта вторичных преобразований. Это чётко констатировал Л.В.Пустовалов, написавший следующее: "К сожалению, явление вторичного изменения осадочных горных пород, характеризующее большую часть времени их существования в земной коре, изучено крайно слабо. В сущности говоря, наука об осадочных горных породах, в современном ее виде, скорее может быть названа учением об осадкообразованиии, чем учением об осадочном породообразовании. Ставя перед собой главной целью выяснение условий древнего осадкообразования и подходя с этой точки зрения к осадочным породам как к "документам геологического прошлого", ... исследователи, как правило, избегали осадочных пород и толщ, явно измененных осадочными процессами" [Пустовалов, 1956, с.3].

С тех пор благодаря трудам автора вышеприведенной цитаты, его учеников и учёных иных школ появилось обилие фактических данных относительно особенностей породообразования внутри земной осадочной оболочки. И отечественные учёные в данной области занимали явно лидирующую позицию, по крайней мере до последнего десятилетия XX века.

Подробный обзор истории развития учения о постседиментационном литогенезе вплоть до начала XXI века был недавно опубликован в монографии [Япаскурт, 1999]. Поэтому мы ограничимся ниже лишь краткими комментариями.

Ныне развитие генетического направления в работах наших и зарубежных научных школ привело к тому, что в литологии отчетливо обособились два ее важнейших раздела: 1 – учение о седиментогенезе, т.е. о процессах и условиях современного и древнего осадконакопления и 2 – учение о закономерностях превращения осадков в породы и изменений последних внутри стратисферы (или учение о литогенезе). Последний термин многократно менял свое смысловое содержание на протяжении минувшего столетия [Япаскурт, 1999]). В настоящее время существуют сторонники трех различных его трактовок, а именно под литогенезом понимают: 1) седиментогенез и диагенез (или превращение осадков в породы) [Страхов, 1960; Логвиненко, 1968; Байков и Седлецкий, 1997; Шванов, 1987 и др.]; 2) седиментогенез, диагенез и катагенез в совокупности с гипергенезом [Вассоевич, 1983, 1986, 1988 и др.] и 3) стадии от диагенеза до регионального метаморфизма [Тимофеев и др. 1974; Анфимов, 1997; Копорулин, 1992; Фролов, 1992; Япаскурт, 1992, 1995, 1999 и др.] .

Третья из перечисленных трактовок, по нашему мнению, наиболее логична, потому что термин, производный от греческих слов: камень ("литос") и рождение ("генезис") символизирует структурно-вещественные преобразования, которые претерпел исходный осадок ("седимент"). В данном понимании литогенез (или породообразование) следует за предшествующим ему

http://jurassic.ru/

седиментогенезом (или осадкообразованием). Тем самым противопоставляются друг другу две категории природных процессов, которые принципиально разнятся своей сущностью и спецификой исследования, и, вместе с тем, подчеркивается их временная соподчиненность. Одна категория представляет собою процессы поверхностные и близповерхностные, именуемые седиментогенными, а другая – процессы в основном глубинные, именуемые литогенетическими. Степень их изученности не одинакова: о глубинных процессах известно гораздо меньше, чем о седиментогенных, и литогенетическому направлению уделяется незаслуженно мало внимания.

Литогенез рассматривается как совокупность многофакторных процессов естественной историко-геологической эволюции флюидно-породной системы бассейна осадочного породообразования (БП) в стратисфере (т.е. ниже уровней седиментогенеза и гипергенеза). Он включает в себя стадии диагенеза и катагенеза, которые в определенных геодинамических условиях усложняются наложенными, или вторичными изменениями на стадиях метагенеза и раннего (зеленосланцевого) метаморфизма (рис.3.1, 3.2).

В данном здесь определении категория БП не адекватна понятиям: "осадочный бассейн" (ОБ) и "седиментационный бассейн" (СБ). Последний охватывает (или охватывал в геологическом прошлом) площадь, значительно большую сравнительно с размерами постседиментационного БП. Территория СБ включает (включала) области: 1 – гипергенной мобилизации осадочного вещества (водосборы, или "питающие провинции"), 2 – пути его транспортировки в конечный водоем стока и 3 – дно этого водоема. Из них только третья область отчасти проецируется на БП, который представляет собой фрагмент отложений СБ, которые сохранились от инверсионных деструкций структуры СБ и денудации, т.е. находятся внутри палеотектонической депрессии. В такой трактовке понятие ОБ представляется обобщающим термином свободного пользования (ОБ = СБ + БП).

Исследователь дочетвертичных образований имеет дело только с БП или с их фрагментами, по которым он реконструирует палеогеографию прежних СБ и палеотектоническую эволюцию всей системы ОБ как составного элемента стратисферы.

Обычно БП имеют в вертикальном сечении формы линзовидные, чечевицеобразные, клиновидные либо трапециевидные, с максимальной мощностью отложений от первых сотен до многих тысяч метров. Почти каждый БП на протяжении геологической истории своего существования (длительностью в десятки и сотни миллионов лет) претерпевал структурно-морфологические изменения различной интенсивности. В одних случаях это могли быть: изменения темпов погружения дна бассейна, тектонические паузы, инверсионные воздымания или горизонтальные смещения, сопровождаемые малоамплитудными пликативными и разрывными дислокациями осадочного выполнения БП; а в иных – коренные изменения структуры БП, вплоть до его полного превращения в элемент покровно-складчатого сооружения.

В течение всего времени развития структуры БП внутри него реализуются дискретные, многоранговые механизмы дифференциации вещества, приводящие к формированию постседиментационных минерально-структурных парагенезов. Эти минерально-структурные новообразования бывают частью унаследованными от условий седиментогенеза, частью имеют наложенный (афациальный) характер. Их конкретные проявления обусловливаются множеством факторов: фациально-вещественными особенностями конкретной осадочной формации, палеоглубинами и темпами погружения осадков, величинами палеотемпературных градиентов, интенсивностью стрессовых напряжений при перестройкой тектонической структуры БП, влиянием флюидов, поступающих из нижележащих геосфер, влиянием магматизма и др. Малейшие нарушения баланса компонентов в такой органо-минерально-флюидной системе, обусловливаемые перестройкой тектонической структуры БП, стимулируют аутигенный минералогенез и (или) деструкцию компонентного состава осадочных пород – корродирование карбонатов, кварца, каркасных и цепочечных силикатов, трансформацию кристаллических решеток глинистых и других минералов.

Таким образом, явно либо малозаметно любые изменения геодинамического режима отражаются в постседиментационных преобразованиях отложений, что подтверждено многими исследованиями разнообразных БП [Япаскурт,2002]. Проблема конкретизации границ и стадиальных подразделений постседиментационного литогенеза будет подробно обсуждена ниже. Сейчас только отметим, что представляется логичным полное завершение литогенеза соотносить с этапом превращения крнкретного породного бассейна в складчатое сооружение (в элемент складчатой системы). т.е. с прекращением существования ОБ.

Проблема типизации постседиментационных преобразований осадочных комплексов рассматривается многими исследователями [Коссовская, Шутов, 1976; Каледа, 1985; Карнюшина, 1985; Лисицин и др., 1969; Логвиненко, 1983; Лебедев, 1992; Лукьянова, 1995; Махнач, 1989; Ронкина, Бро, 1977; Симанович, 1978; Соколов, 1985, 1990; Холодов, 1982 а,б; Шванов, 1987; Япаскурт, 1981, 1995]. Изучение постседиментационного литогенеза было направлено в основном на выделение зон различной степени измененности пород и на отождествлени этих зон со стадиями, подстадиями и более дробными этапами, именовавшимися Н.Б.Вассоевичем "градациями катагенеза" [Вассоевич, 1975]. Маркирующими признаками литогенетической зональности служили: определенные ряды парагенетических ассоциаций аутигенных минералов, типоморфные особенности отдельных минеральных индикаторов (слюд, хлоритов, кварца и др.), степень углефикации и другие

http://jurassic.ru/

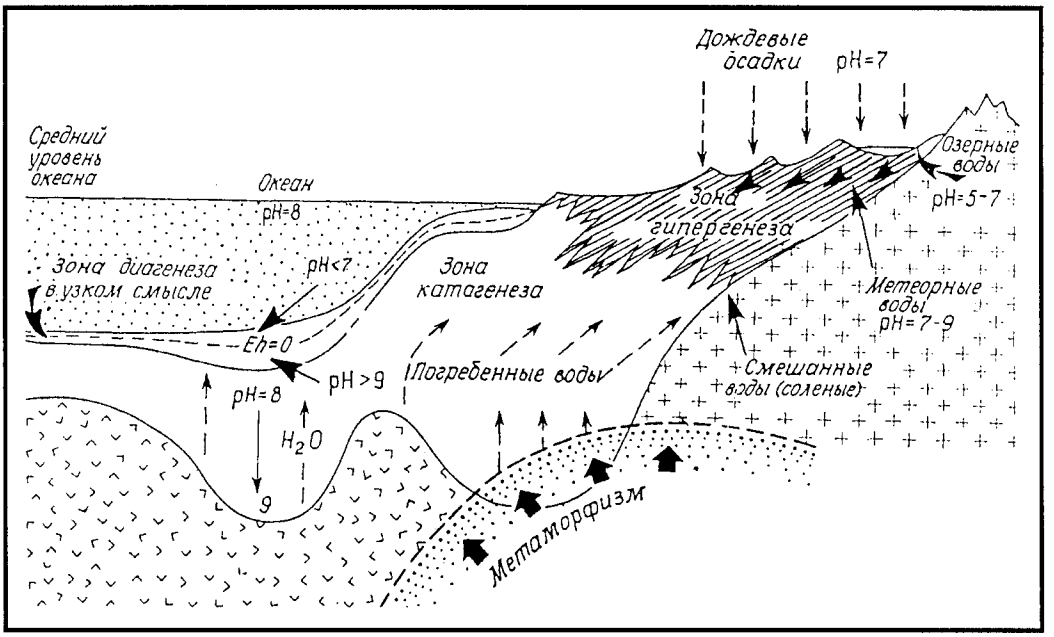


Рис. 3.1. Схема зональности преобразования осадочного вещества, по Р.У. Фербриджу [1971]

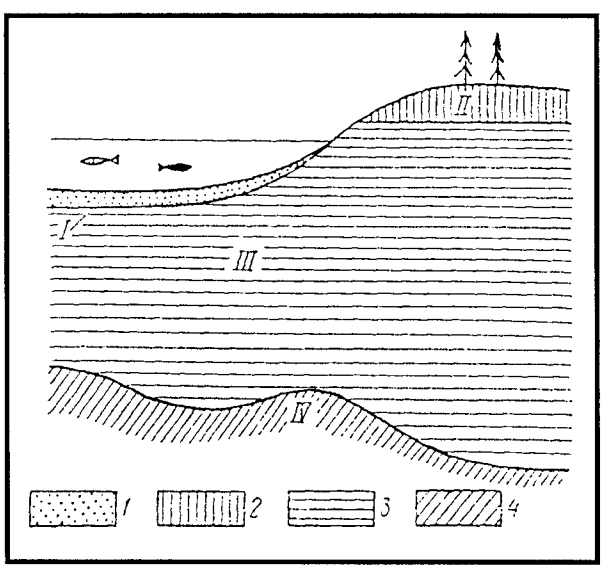


Рис. 3.2. Схема зональности преобразования осадочного вещества, по А.А Махначу [1989]
I - IV – зоны постседиментационных преобразований : I – диагенеза, II – гипергенеза, III – катагенеза, IV – метаморфизма (метагенеза). 1 – иловые воды, 2 – воды зоны аэрации, 3 – воды зоны насыщения (собственно подземные воды), 4 – вода в надкритическом состоянии

параметры измененности органического вещества (ОВ); в качестве дополнительных критериев привлекались данные о характере постседиментационных структур и о физико-механических свойствах исследуемых отложений (табл. 3.1).

Стремление типизировать накопленный материал привело к созданию множества классификационных схем. Все их многообразие сводится (в зависимости от принятого за классификационный критерий какого-либо одного фактора или двух-трех факторов породообразования) к одной из 4-х нижеперечисленных групп. Условно эти группы выделяются согласно основополагающим классификационным признакам: 1) термобарическому [Справочник ..., 1983; Логвиненко, 1968, 1984; Мазор, Матвеев, 1974; Катагенез и нефтегазоносность, 1981; Перозио, 1971]; 2) гидрохимическому [Карцев, 1982; Лисицин и др., 1969; Перельман, 1987; Холодов, 1982 а,б]; 3) термобарогидрохимическому [Махнач, 1989]; 4) геоструктурно-тектоническому [Каледа, 1985; Коссовская, Шутов, 1976; Лукьянова, 1995; Япаскурт, 1981, 1992, 1995].

http://jurassic.ru/

Таблица 3.1.

Стадии катагенеза отложений континентов и океанов, по Н.В. Логвиненко и Л.В. Орловой [1987]

Стадии катагенеза			Континенты						Океаны					
Н.В. Логвиненко и Л.В. Орлова [1987]	Н.Б. Вассоевич [1983]		Объемная плотность, %	Пористость, %	Скорость ультразвука, км/с	Тип ОВ*	Аутигенные минералы	Структуры	Объемная плотность, г/см³	Пористость, %	Скорость ультразвука, км/с	Тип ОВ*	Аутигенные минералы	Структуры
Ранний катагенез	Протокатагенез ПК	$ПК_1$	1,9—	40—	2,2—	$Б_1$—$Б_2$	Каолинит, гидрослюда 1M, 1Md, монтмориллонит, смешанослойные, хлорит 7Å, гейландит, анальцим, кальцит, опал А, опал С Т, кварц, гипс, галит, каинит	Осадочные нормальные неизмененные рыхлые и сцементированные, появление стилолитов в карбонатных породах	1,8—	65—	1,9	Б	Железистые смектиты, монтмориллонит, палыгорскит, смешанослойные, филлипсит, клиноптилолит, гидрослюда (?), кальцит, опал А, опал С/Т, гипс	Осадочные нормальные неизмененные рыхлые и сцементированные
		$ПК_2$												
		$ПК_3$	—2,3	—20	—3,0	$Б_3$			—2,0	—40	—2,3	Б		
Средний катагенез	Мезокатагенез МК	$МК_1$	2,3	20—	2,3	Д	Каолинит, гидрослюда 1M монтмориллонит, смешанослойные, хлорит 7 и 14 Å, гейландит, анальцим, кальцит, опал С/Т, кварц, гипс, галит, каинит	Осадочные нормальные неизмененные, стилолиты в карбонатных и терригенных породах	1,9—	45—	2,2—	Д	Железистые смектиты, монтмориллонит, палыгорскит, смешанослойные, филлипсит (мало), клиноптилолит, анальцим (редко), гидрослюда, кальцит, опал С/Т, кварц	Осадочные нормальные неизмененные, стилолиты в карбонатных породах
		$МК_2$	2,6	—10	3,0	Г			2,3	20	2,5	Г		
Поздний катагенез		$МК_3$	2,6—	10—	3—	Ж	Каолинит (мало), гидрослюда 1M, 2M, реликты монтмориллонита и смешанослойных, хлорит 14 Å, ломонтит, сколецит, кальцит, кварц	Регенерационные микростилолитовые, стилолиты в терригенных породах	>2,3	<20 (редко)	>2,5	Ж		
		$МК_4$	—2,7	—4	—4	К			Изменения этого типа, вероятно, имеются в основании второго слоя океанической коры, в местах высокого теплового потока и стрессовых деформаций, в приконтинентальной зоне океанов и в окраинных морях с мощной толщей осадочных пород					
		$МК_5$				ОС								

* Марки углей.

http://jurassic.ru/

Первая группа классификаций (по термобарическому признаку) основана на параметрах измененности ОВ как природного "палеотермометра" [Аммосов, 1968; Вассоевич, 1986, 1988]; косвенными показателями P-T режимов служат также постседиментационные минерально-структурные парагенезы [Коссовская, 1980; Логвиненко, Орлова, 1987]. Данный аспект исследования литогенеза пользуется до сих пор широким распространением в практической работе геологов, а для некоторых научных отраслей (особенно в нефтяной геологии) он остается основополагающим.

Второй подход (по гидрохимическому признаку), развиваемый В.Н.Холодовым и его последователями, принципиально нов и перспективен, в особенности для объяснения причин и закономерностей локализации многих видов металлических полезных ископаемых. Гидрохимический аспект проблемы литогенеза долгое время оставался менее разработанным по сравнению с термобарическим, где роль H_2O рассматривается лишь в самых общих чертах. Теперь стадия литогенеза представляется как этап сложных взаимодействий вод, осадочных и вулканогенно-осадочных пород, рассеянного органического вещества (РОВ) и разнообразных газов в обстановке меняющихся физико-химических параметров (P, T), значения которых колеблются от 25 до 300°C и от 0,1 до 200 МПа. Предложенный в работе [Холодов, 1982 а,б] главный классификационный принцип основан на учете режима и гидрохимии подземных вод в БП. В соответствии с ним выделены следующие типы катагенеза: *инфильтрационный, гравитационно-рассольный, элизионный* и *смешанный.*

При *инфильтрационном* катагенезе пласты-коллекторы (песчаники или карбонатные породы) служат главной ареной геохимических реакций, а разделяющие их глинистые пачки гораздо слабее отражают те преобразования, которые происходят в коллекторах под действием пластовых вод. *Гравитационно-рассольный* катагенез (или галокатагенез) развивается вследствие ионообменных реакций между породами и просачивающейся в них из соленосных отложений межкристальной рапой. При *элизионном катагенезе* главным процессом является внутреннее перераспределение газоводных флюидов: переход их из глин в песчаники или в тектонические трещины, в результате чего состав минералообразующих растворов формируется в ходе погружения и постседиментационного преобразования глинистых толщ, а породы-коллекторы лишь отражают состав растворов, поступивших в них из глин. *Смешанный тип* катагенеза, со сложным переплетением признаков инфильтрационных и элизионных систем, свойственен бассейнам с чередованием разнотипных гидрогеологических режимов, менявшихся на протяжении истории их формирования, (Лено-Вилюйская мезозойская синеклиза, Западно-Сибирская эпипалеозойская плита и др.). Следующим шагом в развитии этой типизации является намеченный в работе [Холодов, 1990] синтез данных о термобарических и гидрохимических условиях литогенеза.

Детально проработанные на конкретных объектах (преимущественно в платформенных рифтогенных впадинах) модели процессов разнотипного катагенеза предложены в работе [Махнач, 1989]. В основе моделей лежит анализ воздействия на осадочные породы подземных вод разного происхождения (талассогенного, петрогенного и др.), различающихся по минерализации, ионному и газовому составам (табл. 3.2 и 3.3). Выявленные таким способом группы (в терминологии автора – таксоны) про-

Таблица 3.2.

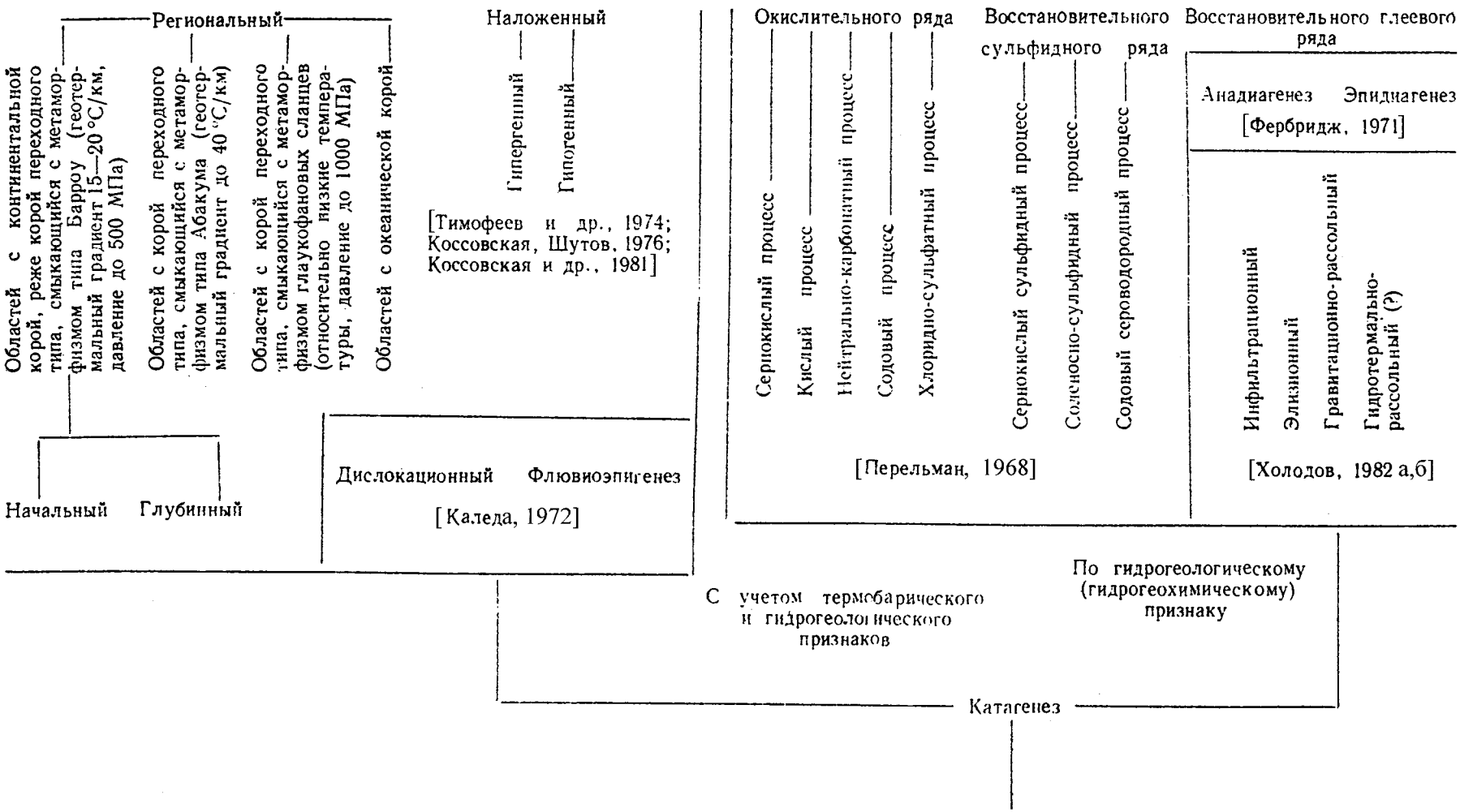
Характеристика генетических типов вод [Махнач, 1989]

Генетический тип вод	Способ включения в фильтрационный водообмен	Особенности динамики		Средняя соленость водного первоисточника, г/л
		Способ фильтрации	Природа напора	
Атмогенный	Инфильтрация с поверхности; захоронение при седиментации	Гравитационный	Гидростатическая	0,03
		Элизионный	Геостатическая, геотермическая, за счет новообразования и растворения минералов и др.	
Талассогенный	Захоронение при седиментации	Элизионный	Геостатическая, геотермическая, за счет новообразования и растворения минералов и др.	35
Петрогенный	Инфильтрация с поверхности; освобождение химически связанной воды минералов	Гравитационный	Гидростатическая	Растворенное вещество отсутствует
Мантийногенный	Отделение из первичной магмы	Перемещение в составе смесей с доминирующими атмогенными и талассогенными водами в присущих им гидрогеодинамических режимах		Пресная (?)

http://jurassic.ru/

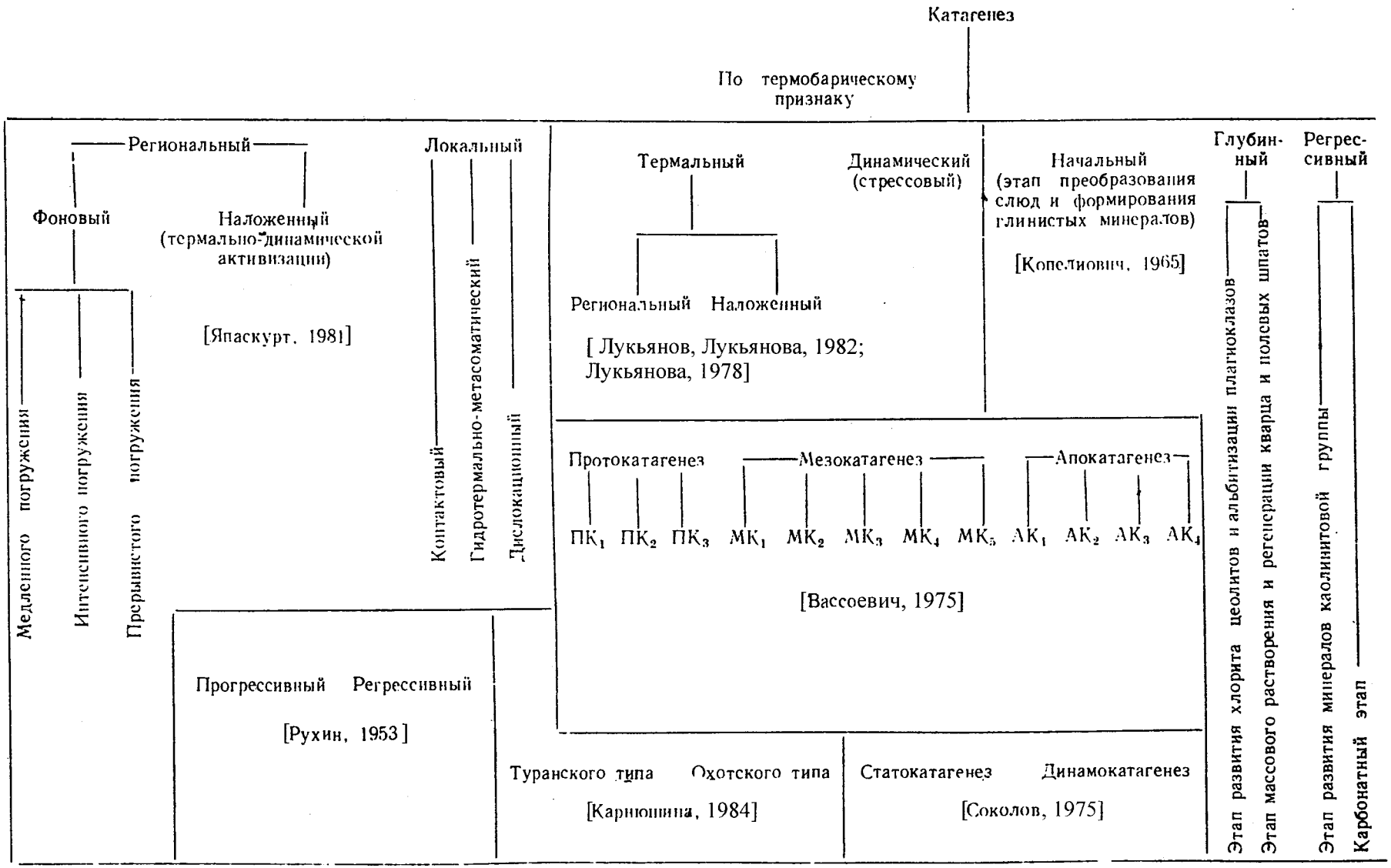
Таблица 3.3.

Типы катагенеза [Махнач, 1989]



http://jurassic.ru/

Таблица 3.3. (окончание)



http://jurassic.ru/

цессов объединяются в эволюционные ряды, характеризующие общее направление геологического развития осадочного бассейна.

Комплексный путь к познанию генетической сущности литогенеза определился. Тем не менее, по мере роста информации в области стадиальных исследований возникает, казалось бы, парадоксальная ситуация – не уменьшаются, а возрастают неувязки при попытках сопоставления различных схем типизации литогенеза на конкретных природных объектах, в особенности при корреляции или при сравнении преобразований ОВ и вмещающих пород. Увязка разных схем по разным ОБ применима пока к мелкомасштабным построениям и в самых общих чертах. Такое положение дел представляется естественным и неизбежным, потому что любая из создаваемых на генетической основе схем литологенетических преобразований базируется всего лишь на одном или двух классификационных критериях, тогда как в действительности литогенез многофакторен. Поэтому любое исходное представление о главенстве какого-либо отдельно выбранного фактора литогенеза влечет за собой элементы субъективизма.

Сознавая это, автор отдает предпочтение таким типизациям, которые базируются на одном признаке, интегрирующем влияние если не всех, то, по крайней мере, большинства разнородных воздействий на породу. Таким признаком может быть тектонический режим. Им в первую очередь обусловлены не только особенности экзогенной седиментации, но также влияние глубинных флюидных потоков, напряженного состояния, термальных и множества иных факторов (в том числе еще непознанных и недоступных прямым наблюдениям), оказывающих суммарное воздействие на весь ход литогенетических процессов и на их конечные результаты.

Взаимозависимость литогенеза и тектоногенеза рассматривается в работах [Коссовская, 1962; Каледа, 1985 и др.]. Анализируя эту проблему в глобальном масштабе, А.Г.Коссовская и В.Д.Шутов [1976] раскрыли общие закономерности развития зональности минеральных парагенезов терригенных комплексов (или "фаций регионального эпигенеза - метагенеза") применительно к четырем крупнейшим структурным элементам Земли: 1) областям с корой континентального типа, 2) окраинным зонам континентов с высокими значениями теплового поля, 3) активным зонам континентов с аномально высокими давлениями, 4) океанам (рис. 3.3, табл. 3.4). Выделенные минеральные фации позволили сомкнуть семейства осадочных кластогенных пород с их метаморфическими эквивалентами (рис. 3.4).

Развивая это направление, О.В.Япаскурт [1981, 1995] опубликовал вариант типизации для некоторых внутри- и окраинно-континентальных ОБ (табл. 3.5). Главное звено его схемы: **генетический тип литогенетических преобразований** (ГТЛ) – *такое закономерное соотношение зон минеральных и структурно-текстурных новообразований со стратиграфическими*

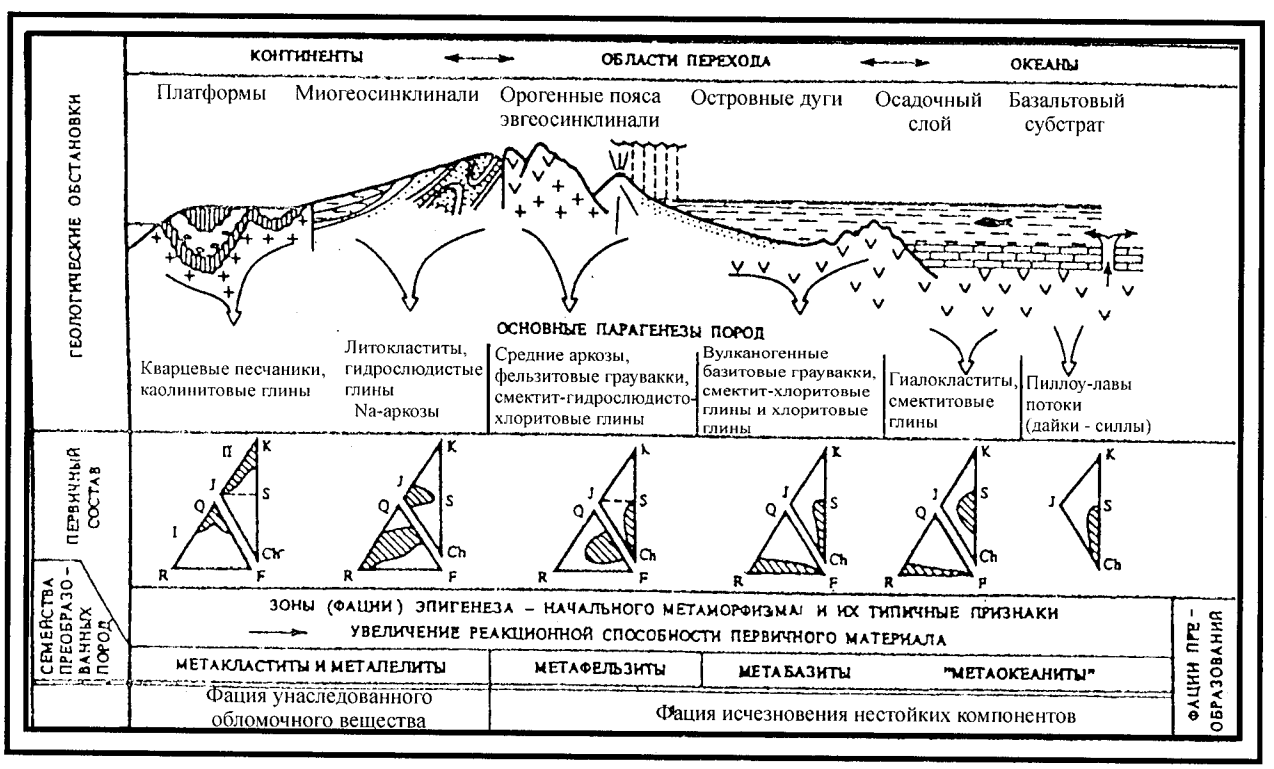


Рис. 3.3. Зоны и фации регионального эпигенеза (катагенеза) - метагенеза в различных геологических обстановках континентов и океанов, по А.Г. Коссовской и В.Д. Шутову [1976], с дополнениями

На треугольных диаграммах показаны минеральные компоненты песчаников : Q – кварц , F – полевые шпаты, R – обломки пород, П – глин, K – каолинит, J – иллит, S – смектиты, Ch – хлориты

http://jurassic.ru/

Таблица 3.4.

Главные семейства кластогенных пород и фаций постседиментационного литогенеза [Коссовская, Шутов, 1971]

Стадии литогенеза		Фации и субфации эпигенеза—метагенеза					
Диагенез	Диагенез	Кварц-каолинитовая гидрослюдистая	Поликомпонентное глинистое вещество: Al-смектиты гидрослюды 1Md, смешанослойные иллит-смектиты	Реликты пироксенов и амфиболов; преобразование биотита и Ca—Na-плагиоклазов	Палагонитовая: Смектитовая	Fe—Al-смектит, нонтронит, филлипсит	Fe-смектиты, Mg—Fe-сапониты, филлипсит
	Начальный эпигенез			Al—Fe-смектиты, бертьерины, разбухающие хлориты	Fe—Al-смектиты, Ca—Na-цеолиты	Fe—Al-смектит, клиноптилолит	Mg—Fe-сапониты, селадонит, K-полевые шпаты
Анхизона	Поздний эпигенез	Кварц-каолинит-диккитовая	Гидрослюдисто-хлоритовая: слюды 1M($2M_1$) хлорит Ib($\beta=90°$)	Ломонтитовая с корренситом и хлоритом Ib ($\beta=90°$)			Корренситовая (анальцим)
Эпизона	Метагенез	Кварц-пирофиллитовая	Мусковит-хлоритовая: слюды $2M_1$ хлорит IIb ($\beta=97°$) Стильпномелан	Хлоритовая с пренитом (пумпеллиитом), хлорит IIb ($\beta=97°$)			? Хлоритовая
Низкотемпературный метаморфизм		Биотит, ставролит		Эпидот-актинолит			

и фациальными границами в толще осадочных пород, которое было порождено комплексом термодинамических и гидрохимических обстановок в стратисфере, обусловленных конкретными особенностями геологического развития осадочного бассейна (бассейна породообразования) или его участка (табл. 3.5).

Выделенные согласно этому определению ГТЛ можно подразделить на: *региональные фоновые*, *региональные наложенные*, *локальные наложенные*. К первому относится ГТЛ погружения, проявленный повсеместно и разделяемый на подтипы: вялого погружения (синеклизы, антеклизы), интенсивного погружения (краевые прогибы, миогеосинклинали), прерывистого погружения (конседиментационные линейные платформенные структуры). В ОБ, расположенных вблизи границ со складчатыми системами или в областях орогенной активизации, этот тип усложняется типом *региональных и локальных наложенных изменений*. Они генетически взаимосвязаны, но последние отличаются меньшими площадями своего распространения и более отчетливой связью с источниками, породившими их.

Все перечисленные в табл. 3.5 ГТЛ имеют набор типоморфных признаков, к числу которых принадлежат определенные соотношения зональности аутигенных минеральных новообразований и изменений ОВ со стратиграфическими и фациальными границами. Однако ряд признаков бывает конвергентен, а потому конкретная диагностика типов литогенеза не проста. Она требует анализа множества данных – историко-геологических, фациально-палеогеографических и стадиально-петрографических во всей их совокупности.

Типизация процессов литогенеза вообще и применительно к ОБ в частности нуждается прежде всего в решении давно назревшей проблемы – познании критериев различия степени влияния на литогенез теоретически возможных эндогенных потоков вещества и собственных потенциальных ресурсов осадочной формации, как саморазвивающейся флюидно-породной системы. В ней большая часть флюидов генерируется в результате многоэтапных трансформаций минерального и органического вещества, постоянно попадающего во все новые термобарические условия в ходе эволюции БП. В данном случае можно говорить о "чистой" линии литогенетических преобразований, включающих стадии диагенеза, катагенеза и метагенеза ГТЛ погружения. Однако в реальности эти процессы зачастую усложняются наложенными вторичными изменениями двух видов: динамотермальными метаморфическими либо низкотемпературными регрессивно-эпигеническими. Для выявления их признаков необходимо проведение комплексных стадиально-геоминералогических исследований на разных уровнях организации вещества: породно-слоевом, фациальном и формационном. Характеризуя при этом степень преобразования осадочной формации, можно встретить затруднения в оценке их интенсивности из-за анизотропии свойств пород. Чтобы их преодолеть, следует придерживаться ранжированной терминологии. Так, например, понятие "метаморфизм" может относиться к отдельному минераль-

http://jurassic.ru/

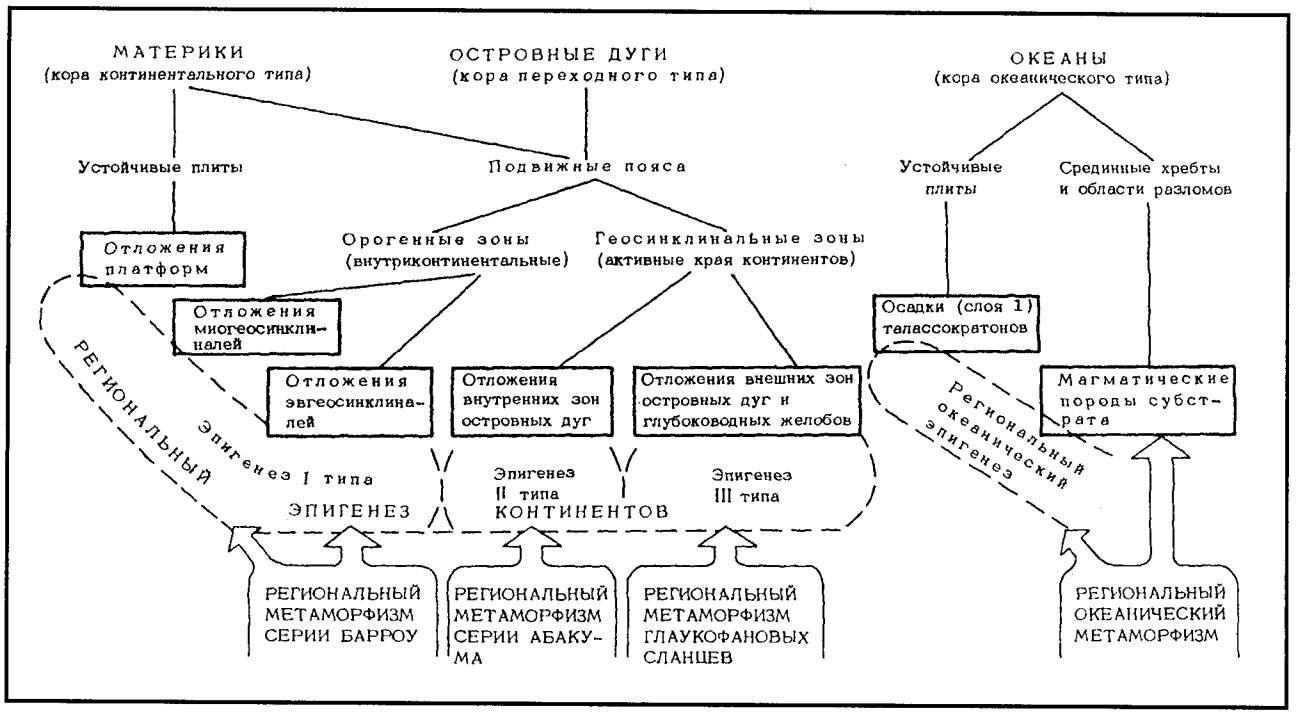


Рис. 3.4. Общая классификация геотектонических типов регионального эпигенеза (катагенеза) и метаморфизма, по А.Г. Коссовской и В.Д. Шутову [1976]

ному виду ("метаморфизм кварца"), к отдельному литотипу ("метаморфизм угля") и к формации в целом.

Дальнейшие объекты исследований в данной области необходимо выбирать с учетом конкретных тектонических типов эволюции БП. В частности, для лучшего познания типоморфных признаков "чистой линии" литогенетической зональности нужно выбирать БП с относительно стабильным режимом прогибания и, насколько возможно, с минимальными признаками эндогенных воздействий на породы.

Следует также изучать преобразование осадочных пород в бассейнах со сложным тектоническим строением, учитывая, что в тектонически активных обстановках с многократными перестройками структуры БП нарушается прямая зависимость между степенью катагенеза пород и глубиной (палеоглубиной) их погружения. Кроме того, в этих условиях осадочная формация как целостная флюидно-породная система в значительной мере истощает свои флюидные ресурсы. Они способствуют постседиментационным изменениям в другой системе перекрывающих эту формацию отложений.

В перспективе видится создание всеобъемлющей типизации литогенеза на новой, формационно-геодинамической основе. Такая типизация пока еще находится в стадии разработки. Вышеупомянутая схема О.В.Япаскурта (см. табл. 3.5) не отражает всего многообразия природных явлений. В ней обобщены особенности литогенеза только для ОБ типов А, Б и Г – внутриплитных, пассивно-окраинных и орогенных, но не рассматриваются ОБ активных окраин континентов и океанов. Тем не менее в данной неполной схеме были четко обозначены две самые распространенные категории постседиментационных изменений: во-первых, это вездесущие фоновые стадиальные преобразования (или ГТЛ погружения) и, во-вторых, местами искажающие их, наложенные изменения, которые активизируются либо термальными эндогенными аномалиями в геодинамических обстановках локального растяжения [Япаскурт, Андреев, 1985], либо стрессовыми воздействиями в обстановках сжатия [Соколов, Япаскурт, 1982], либо сложными сочетаниями термальных и компрессионных факторов [Япаскурт, 1992].

Во всех перечисленных случаях главными "переносчиками" влияния этих факторов на породы были их водно-флюидные компоненты. Они в различных геодинамических обстановках могли иметь разную генетическую природу: сугубо местную, или внутриформационную (элизионные и частью инфильтрационные воды), межформационную (преимущественно инфильтрационные воды), либо ювенильно-эндогенную. В зависимости от их природы конечный результат взаимодействия таких вод и флюидов с однотипным минеральным и органическим веществом бывает различен. Именно поэтому для дальнейшего совершенствования схемы типизации литогенеза желательно учитывать генезис водно-флюидной фазы пород на всех этапах эволюционирования СБ и БП.

Решать такую задачу современными лабораторно-аналитическими средствами нелегко, однако исследования в данном направлении активно ведутся. Учитывая их результаты, нами внесены дополнения к приведенной схеме (см. табл. 3.5). Так вслед за описанием

http://jurassic.ru/

Таблица 3.5.

Генетические типы литогенетических преобразований в осадочных бассейнах с континентальным строением земной коры, по О.В. Япаскурту [1981, 1995], с добавлениями

Типы литогенеза			Подтипы литогенеза	Типоморфные признаки	Тектоническая приуроченность
по масштабу проявлений	по времени проявлений	по главным факторам влияния на процессы			
Региональный	Фоновый	Погружения	вялого	Парагенезы аутигенных минералов и интенсивность постдиагенетических преобразований зависят от фациальной природы осадков больше, чем от глубин их погружения; литогенетическая зональность нечеткая, отвечает слабому или умеренному катагенезу	В основном в пределах чехла синеклиз и антеклиз (исключая осложняющие их линейные конседиментационные структуры меньшего порядка)
			интенсивного	Отчетливо-постепенное нарастание интенсивности преобразований пород вниз по разрезу; «растянутость» в разрезе (на многие км) зон глубокого катагенеза, сменяемых зоной метагенеза; зональность коррелируется с усилениями степени углефикации ОВ и имеет почти согласные границы со стратоизохронными уровнями; явные признаки элизионных процессов	Перикратонные, краевые и геосинклинальные прогибы на доинверсионных стадиях развития
			прерывистого	Литогенетическая зональность осложнена локальными изменениями регрессивной направленности (децементацией, вторичной каолинизацией или карбонатизацией), имеет очень невыдержанный характер в разрезе и на площади	Линейные платформенные структуры конседиментационной природы (авлакогены, валы и проч.)
	Наложенный	Динамотермальной активизации	интенсивной	Зоны глубоких постдиагенетических преобразований имеют резко несогласные соотношения со стратиграфическими, фациальными и формационными границами; существенные расхождения в интенсивностях преобразований минерального вещества и ОВ в породах; многоактные их усиления локальными проявлениями метаморфизма	Складчатые пояса и области их сочленения с окраинно-платформенными структурами на инверсионных стадиях развития
			умеренной	То же, но в малоконтрастной форме и без ареалов метаморфизованных пород; признаки инфильтрационных эпигенетических процессов	Структуры орогенной активизации платформенных либо складчатых сооружений

http://jurassic.ru/

Таблица 3.5. (окончание)

Типы литогенеза			Подтипы литогенеза	Типоморфные признаки	Тектоническая приуроченность
по масштабу проявлений	по времени проявлений	по главным факторам влияния на процессы			
Региональный	Наложенный	Термальной активизации	—	На фоне регионального повышения уровня постдиагенетических преобразований пород и углей изорескленды степени углефикации куполообразно воздымаются вверх по разрезу, крестообразно пересекаясь с вогнутыми (повторяющими контуры впадины) границами зон ката- и метагенеза пород	Области отдаленного влияния глубинных магматических очагов (палингенной природы) в рифтогенных структурах
Локальный		Контактово-магматических воздействий	I	Интенсивный рост измененности минерального вещества и ОВ в породах на коротких расстояниях (сотни, десятки метров) по мере приближения к ареалам ороговикования в контакте с интрузией	Участки непосредственного воздействия магматических расплавов на породы в складчатых системах, реже на платформах — в областях развития траппов
		Гидротермально-метасоматический	—	Регрессивно-эпигенетические изменения пород (каолинизация, карбонатизация, монтмориллонитизация и др.), практически не сказывающиеся на степени углефикации ОВ	Участки повышенной трещиноватости, разрывы с раздвиговой составляющей; ослабленные зоны вдоль поверхностей стратиграфических перерывов и несогласий
		Катакластический	—	Микроструктуры катаклаза и рекристаллизационно - грануляционного бластеза; углистое вещество реагирует слабо (только в непосредственной близости к сместителю разлома) малым повышением уровня катагенеза, а в основном — рассланцеванием и дроблением	Сместители взбросов, надвигов, покровов

образований *литогенеза погружения* рассматриваются признаки и конкретные примеры еще трех наиболее крупных таксонов наложенных изменений осадочных комплексов.

Прежде всего – это литогенез *динамотермальной активизации*, проявленной преимущественно в континентальных частях литосферных плит, на пассивных окраинах континентов и в областях горообразования. Этот тип объединяет несколько категорий, свойственных различным формам и стадиям инверсионных перестроек БП, повлиявших на активизацию процессов инфильтрации вод внутриформационного либо межформационного генезиса. Отдельно рассматриваются механизмы формирования особо контрастных неоднородностей динамотермального изменения пород внутри тектонических зон сочленения ОБ перикратонных и передовых прогибов со складчатыми системами.

Далее следуют описания еще двух типов постседиментационных изменений. К ним относятся: выделяемые Н.П.Чамовым низкотемпературные компрессионные преобразования отложений в пределах фронтальных систем коллизионных поясов и зон субдукции, и *гидротермальный литогенез* (выделенный В.Б.Курносовым), под которым понимаются высокотемпературные изменения осадков и (или) пород под воздействием на них преимущественно глубинных флюидов при

http://jurassic.ru/

раздвиговых геодинамических условиях внутри океанических и, отчасти, континентальных областей.

3.2. Литогенез погружения

Литогенез погружения – главная, повсеместно развитая форма литогенеза в ОБ. Его характерной особенностью является стадиальность. Признаки стадиальности фиксируются в разрезах осадочных толщ с помощью специфической методики комплексных визуальных, оптических и прецизионных наблюдений, именуемой в отечественной литературе как стадиальный анализ литогенеза [Методы ..., 1957; Япаскурт, 1995]. Его основное содержание сводится: к выявлению в породах признаков последовательной этапности зарождения, развития, изменения или исчезновения конкретных минеральных и текстурно-структурных парагенетических ассоциаций; к увязке их с постседиментационными преобразованиями состава, молекулярных структур и физических свойств ОВ или РОВ; к корреляции этапов вещественной измененности отложений с историко-геологическими событиями всего периода эволюции исследуемого ОБ.

Таким способом эмпирически устанавливается ряд внутриформационных зон различной степени измененности пород, которая последовательно нарастает в направлении от кровли к подошве геологического тела. Простирание этих зон не всегда и не в точности соответствует конфигурации стратоизохронных уровней в разрезах, однако для литогенеза погружения, как правило, характерна тенденция к усилению преобразований минеральных и органических породных компонентов по мере роста палеоглубин.

Любая выделяемая зона постседиментационных преобразований осадочной толщи отражает в своих структурно-вещественных признаках процессы, которые были свойственны вполне конкретной литогенетической стадии, подстадии или другой градации (рис. 3.5). Относительно их объемов, границ и наименований до сих пор сохраняются существенные разногласия у ученых разных школ. В данной работе использованы стадиальные термины, получившие наибольшее распространение в отечественных публикациях: диагенез, катагенез и метагенез.

3.2.1. Диагенез

В соответствии с определением Н.М.Страхова (1960), *диагенез понимается как стадия биохимического и физико-химического уравновешивания компонентов осадка*, представляющего собой, как правило, обводненную и неравновесную систему, в той или иной мере насыщенную органическим веществом (ОВ) – живым и мертвым. Анализируя известные нам сведе-

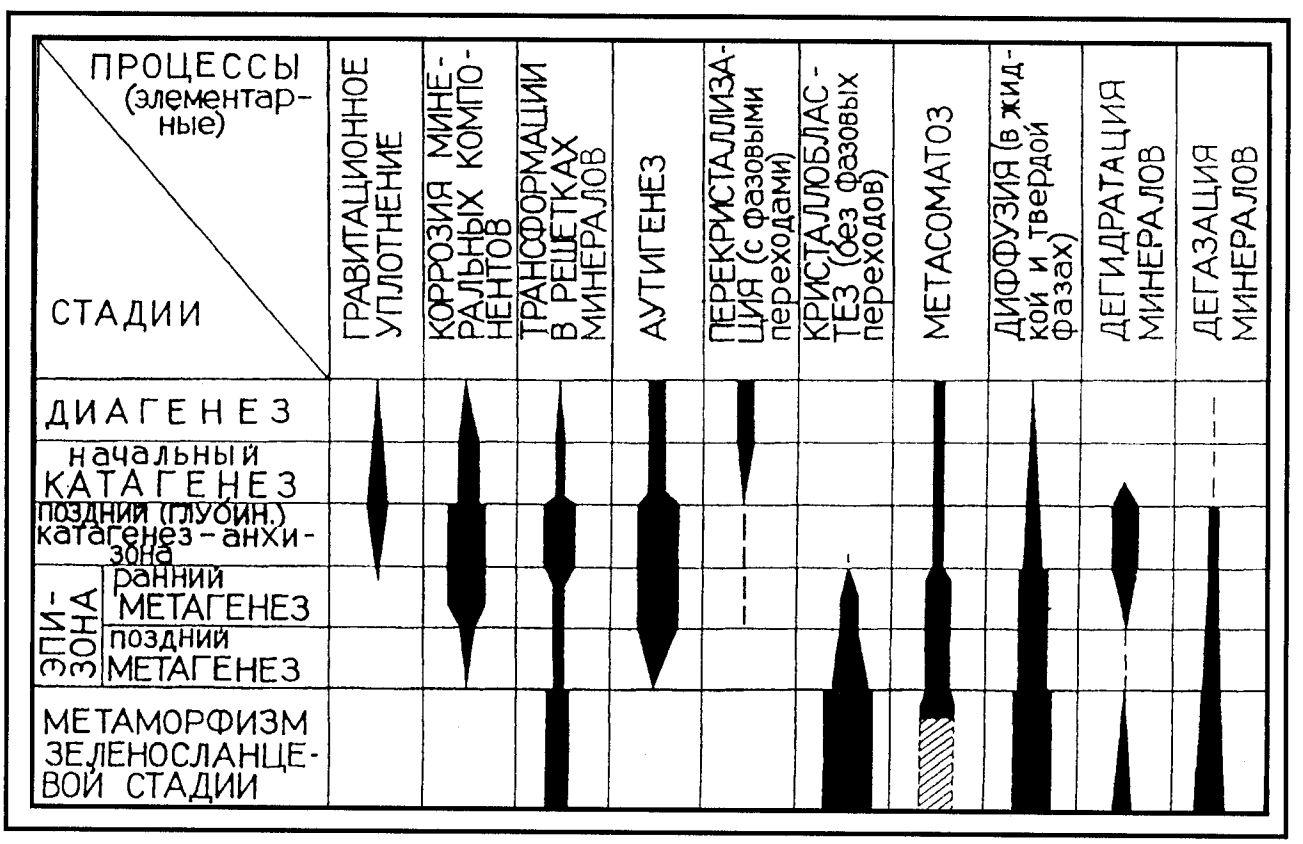


Рис. 3.5. Схема стадиальной распространенности элементарных (компонентных) литогенетических процессов , по О.В. Япаскурту [1999]

http://jurassic.ru/

ния об этой стадии [Диагенез ..., 1971; Логвиненко, 1983, 1984; Зарицкий, 1985; Македонов , 1973; Милло, 1968], можно убедиться в многофакторности диагенетических процессов – физических, химических и биологических (см. рис. 3.5). Однако до сих пор, говоря о диагенезе, многие имеют в виду преимущественно или только физико-механические изменения осадка – уплотнение и переориентировку его минеральных частиц, обусловливающие снижение пористости и смену разжиженно-текучей консистенции вещества на пластичную и полутвердую.

Но это – наиболее заметная, "лицевая сторона медали", потому что физико-механические свойства осадка можно легко описать и измерить (например, при бурении морских скважин), тогда как более важные – биохимические процессы остаются во многом скрытыми от прямого наблюдения. Они познаются в результате прецизионных, стадиально-петрографических и геохимических исследований, выполняемых комплексно. В самых общих чертах сущность этих процессов такова. В период диагенеза в осадках существует экосистема или несколько систем, состоящих из бактерий, грибков, червей, моллюсков и ряда других зарывающихся в ил организмов. Эта система постоянно функционирует, в результате чего происходит деструкция ОВ, восстановление сульфатов, нитратов в одних условиях и разложение и окисление в других: образуются CO_2, CH_4, H_2S, N_2, NH_3, в биомассе бактерий накапливаются белки, липиды, углеводы и другие компоненты, некоторые виды бактерий непосредственно осаждают ряд элементов [Логвиненко, Орлова, 1987].

Вышеперечисленные процессы определенным образом сказываются на становлении и изменении таких важнейших для минералообразования параметров, как pH, Eh, PCO_2, PH_2, PO_2, состав и степень минерализации поровых вод в осадке. Возникшие при этом новообразования могут осуществляться несколькими перечисляемыми ниже способами.

1. **Растворение (коррозия) минеральных компонентов**, именуемое в англоязычной литературе "внутрислойным растворением минералов" [Петтиджон, 1981], осуществляется начиная с самых ранних этапов диагенеза и продолжается при катагенезе. В первую очередь этому процессу бывают подвержены минералы из групп ортосиликатов и цепочечных силикатов (оливины, гранаты, пироксены и амфиболы), а также некоторые из каркасных силикатов (прежде всего, кальциевые или существенно кальциевые плагиоклазы).

Все прочие, даже такие относительно стойкие к химическим воздействиям минералы, как кварц, слюда-мусковит и апатит, тоже корродируются при наличии должных для этого значений pH в окружающей среде. Так, например, в кислых средах (а их создают повышенные концентрации ОВ) растворению, нередко полному, подвержены карбонаты и фосфаты, включая органические скелетные остатки. Именно растворением в процессе диагенеза объясняется кажущаяся "палеонтологическая немота" глинистых толщ во многих разрезах. В щелочных же условиях, наоборот, коррозию и растворение испытывают минералы группы кремнезема.

2. **Аутигенное минералообразование** (аутигенез) всегда было в центре внимания исследователей литогенеза. Парагенезы аутигенных минералов брались за основу установления стадийности постседиментационных преобразований [Коссовская, Шутов, 1956; Логвиненко, 1968; Япаскурт, 1992]. Применительно к диагенезу аутигенные минералы рассматривались как выжные индикаторы физико-химических условий (pH, Eh и др.) [Теодорович, 1958]. Большое практическое значение имеет взаимосвязь аутигенеза с коллекторскими свойствами пород, чему посвящено множество исследований литологов-нефтяников [Селли, 1981 и др.].

Сущность рассматриваемого процесса лаконично сформулировал Р.Фейрбридж: "Аутигенезом называется процесс, при котором происходит образование минералов in situ. Термин введен Е.Калковски в 1880 г. и употребляется при образовании любых минералов, которые формируются после образования вмещающих пород, компонентами которых они являются, но не в процессе трансформации или перекристаллизации; термин обычно применяется по отношению к осадочным породам, находящимся в низкотемпературных условиях" [Минералогическая ..., 1985, с. 37].

Аутигенез может осуществляться несколькими способами: химической садкой минералов из ионных растворов поровых вод, коагуляцией коллоидных растворов и синтезом новых минералов из смеси разнородных коллоидных фаз.

Хемогенной садке вещества из поровых вод способствует физико-химическая открытость системы при литогенезе, то есть возможность оттока из этой системы газоводных флюидов. Известно, что между флюидной и минеральной фазами существуют условия неустойчивого равновесия, нарушение которых влекут за собой в одних случаях растворение, а в других – кристаллизацию твердой фазы. Это наглядно иллюстрируют соотношения между углекислотой, водой и карбонатами:

$$H_2O + CO_2\uparrow + CaCO_3\downarrow \leftrightarrow Ca(HCO_3)_2$$

При удалении из этой системы CO_2 реакция, согласно принципу Ле-Шателье, сместится влево, в сторону кристаллизации $CaCO_3$ (как известно, бикарбонат кальция хорошо растворим, а карбонат растворим слабо). Удалению же CO_2 способствует любое нарушение сплошности осадка, в том числе перемешивание его роющими животными – червями, моллюсками, ракообразными (биотурбация). Отмеченные выше процессы применимы не только к кальциту, но и к иным карбонатам – например, к сидериту. В результате подобных процессов возникают либо рассеянные в породе (и частично скрепляющие ее компоненты в виде пленочного или порового сгусткового цемента) кристаллически-зернистые карбонаты, либо их стяжения в форме раз-

http://jurassic.ru/

нообразных конкреционных тел. Таким способом обеспечивается перераспределение карбонатного вещества: из одних слоев оно полностью удаляется, а в соседних с ними слоях – концентрируется [Гаврилов, 1982; Зарицкий, 1985].

Карбонаты – распространенный, но не единственный пример. Известны разнообразные условия кристаллизации сульфидов, сульфатов, фосфатов, оксидов и гидроксидов Fe и Mn, цеолитов и множества других минеральных образований, которые рассмотрены в многочисленных публикациях [Диагенез ..., 1971; Справочник ..., 1983; Теодорович, 1958; Справочное ..., 1958 и др.].

Аутигенные процессы в коллоидных системах до сих пор менее изучены сравнительно с процессами кристаллизации минералов из ионных растворов. Наиболее полные сведения о них можно почерпнуть в книгах Л.В.Пустовалова [1940] и Ф.В.Чухрова [1955]. Изложенные в них основные понятия о коллоидах в зоне осадкообразования продолжают оставаться непревзойденными по своей точности и конкретности.

3. **Процессы диффузии** в жидкой и твердой фазах, как видно из всего вышеизложенного, имеют чрезвычайно важное значение для обеспечения аутигенеза. Диффузия вездесуща, в том числе и в стратисфере. "Когда кристалл растет под влиянием заложенных в нем сил взаимного притяжения, он извлекает из окружающего раствора необходимое ему вещество. Вокруг кристалла образуется зона, более бедная данным веществом, чем остальная масса раствора. Но силы диффузии стремятся пополнить эту зону новым притоком вещества. Таким образом, вокруг растущего кристалла мы видим ряд движений и переносов вещества. В основе явлений кристаллизации лежит сила притяжения, с одной стороны, и сила диффузии – с другой. Однако в природе такая кристаллизация идет не только из водных растворов, циркулирующих по свободным трещинам ..., она может идти и в более или менее сформировавшейся породе, в затвердевающем осадке глины или песка" [Ферсман, 1977, с. 77-78].

4. **Трансформации минералов** – обломочных, седиментогенных или раннедиагенетических. Введший это понятие Ж.Милло [1968] трактовал "трансформацию" как преобразование одного минерала в другой под влиянием изменившихся условий окружающей среды, произошедшее без изменения изначального структурного типа кристаллической решетки. При этом некоторые катионы или анионы замещаются иными, но с сохранением общего баланса уравновешивающихся электрических зарядов. В отличие от аутигенеза, данный процесс реализуется без фазовых переходов. Он менее заметен, но широко распространен.

В литературе классическими стали описания трансформации смектитов в гидрослюду или в хлорит, осуществляемой в процессе катагенеза (рис. 3.6; 3.7). На стадии диагенеза прежде всего трансформируются частицы триоктаэдрических слюд группы биотита, которые частично или полностью превращаются в хлорит (в одних обстановках) либо в монтмориллонит и другие глинистые минералы (в иных условиях) [Копелиович, 1965; Коссовская, 1962].

К той же группе процессов относятся постседиментационные преобразования кальциевых карбонатов, которые, взаимодействуя с Mg-содержащими растворами, трансформируются в доломиты.

Следует отметить, что образования, возникшие в результате трансформации минералов, не всегда определяются микроскопически, даже при больших увеличениях поляризационного микроскопа. Они выявляются прецизионными методами минералогических исследований с помощью электронной микроскопии, рентгендифрактометрии, электронографии, микрозондового анализа [Дриц, Коссовская, 1990, 1991].

5. **Перекристаллизация седиментогенных или аутигенных минералов** с фазовыми переходами присуща в основном изначально хемогенным породам: некоторым карбонатным и соляным (сульфатным и др.),

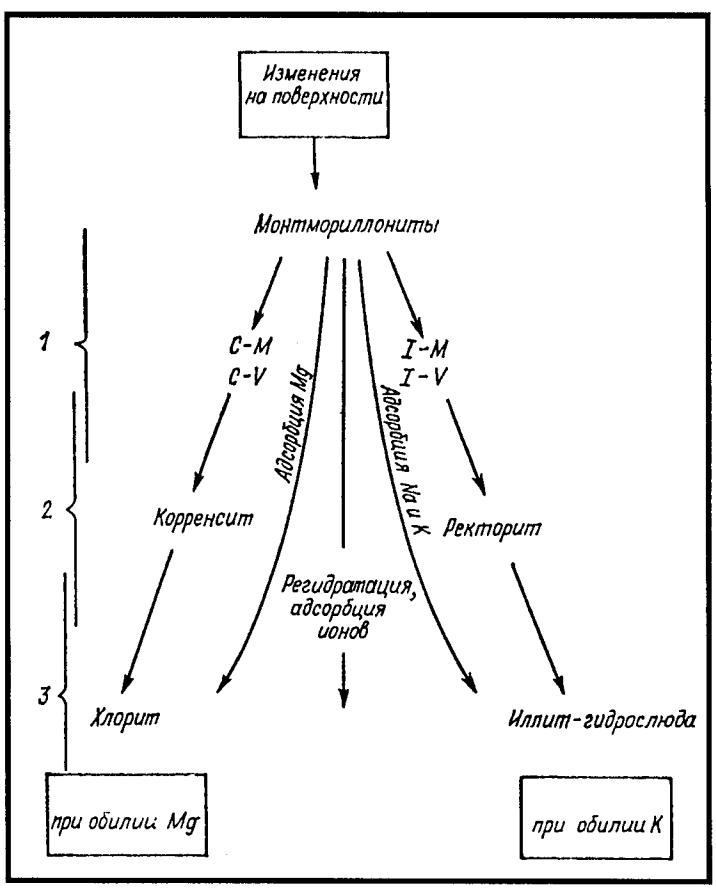


Рис. 3.6. Эволюция смешанослойных минералов в литогенезе, [Логвиненко, Орлова, 1987]

1 - 3 – минералы: 1 – смешанослойные неупорядоченные, 2 – смешанослойные упорядоченные, 3 – простые упорядоченные; C – корренсит, V – вермикулит, J – иллит, M – монтмориллонит

http://jurassic.ru/

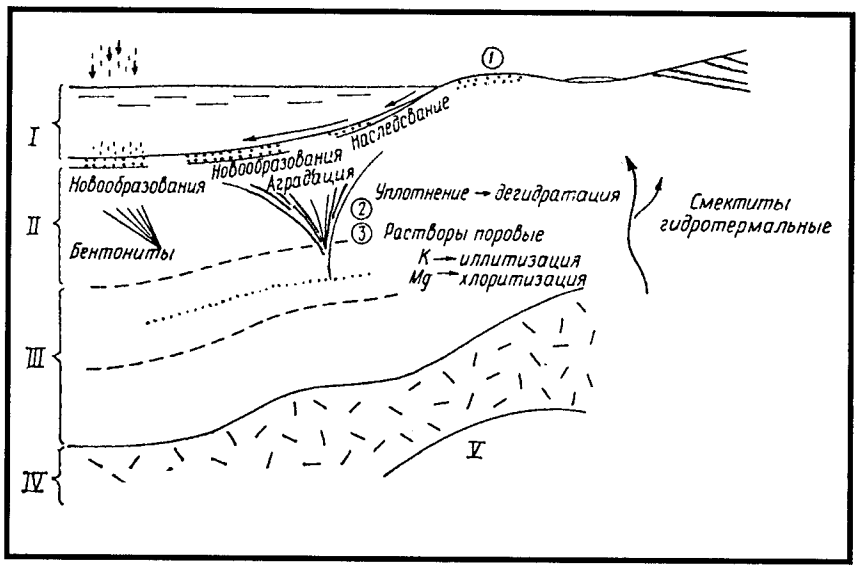


Рис. 3.7. Эволюция смектитов, [Логвиненко, Орлова, 1987]
I – седиментогенез, II – ранний диагенез, III – поздний диагенез (ранний катагенез), IV – анхизона (глубинный, или поздний катагенез, V – эпизона (метагенез); 1 -3 – минеральные трансформации: 1 – деградация, 2 – дегидратация, 3 – аградация

и, возможно, кремневым. Ее производные продукты – некоторые разновидности гранобластовых микроструктур. Однако похожие структуры возникают также вследствие аутигенеза, кристаллобластеза и метасоматоза, что вносит неопределенность в представления о распространенности данного процесса на стадии диагенеза.

6. **Метасоматоз** – один из широко распространенных в природе процессов. Под метасоматозом понимается "всякое замещение горной породы с изменением химического состава, происходящее как в экзогенных, так и эндогенных условиях, при котором растворение старых минералов и отложение новых происходит почти одновременно, так что в течение процесса замещаемые горные породы все время сохраняют твердое состояние" [Геологический словарь, 1973, Т. 1, с. 437]. Метасоматоз свойственен всем стадиям литогенеза, не исключая диагенетическую. Несмотря на это в литологической литературе о нем упоминается редко. Всегда признавалась большая роль метасоматоза при гипергенных и локально-эпигенетических изменениях осадочных комплексов под воздействием на них газо-флюидных эманаций в зонах тектонических дислокаций. Проявления метасоматоза за счет внутренних резервов флюидно-породной системы на стадиях диагенеза и катагенеза погружения многими литологами только подразумевается. Масштабность метасоматических процессов при литогенезе явно недооценивалась, а обнаруженные признаки метасоматоза зачастую трактовались как свидетельства только эндогенной термально-флюидной проработки осадочной породы.

В связи с вышесказанным следует напомнить, что метасоматический процесс протекает в ходе уравновешивания изначально неравновесной минерально-флюидной системы, а именно такую систему представляют собой осадки на стадии литогенеза. Актуальной задачей представляется теперь поиск критериев для разграничения метасоматических новообразований, возникших за счет местных резервов вещества, и новообразований за счет вещества, привнесенного извне. Большие возможности для этого заключены в методиках изотопных и радиогеохронологических исследований минеральных компонентов.

7. **Дегидратация** и (или) **дегазация** минеральных и органических компонентов осадка, являющиеся следствием всех вышеперечисленных процессов, существенно влияют на изменения pH и Eh системы, обеспечивая ее реакционноспособность при низких P-T условиях на диагенетической стадии. Характер перераспределения газово-жидких компонентов зависит от генетической природы отложений, особенностей строения разреза и интенсивности тектонического прогибания дна бассейна.

Начиная с работ Н.М.Страхова [1957, 1960 и др.], установлено, что на возникновение конкретной геохимической среды, управляющей всем ходом процессов превращения осадка в породу и формирования определенных минеральных парагенезов, сильное влияние оказывают: количественное содержание и качественный состав ОВ – рассеянного либо сконцентрированного в осадке; состав прочих седиментационных компонентов (обломочных, вулканогенных, хемогенных и биогенных); газовый режим и химический состав иловых вод. Перечисленные факторы взаимосвязаны и находятся в прямой зависимости от климатических и ландшафтно-фациальных условий седиментации. В работе [Милло, 1968] продемонстрированы результаты воздействия различных климатических и ландшафтных сред на развитие таких процессов, как трансформация глинистых

http://jurassic.ru/

минералов деградационной либо аградационной направленности, а также новообразования из растворов за счет корррозии неустойчивых к данной среде компонентов и "механического унаследования" устойчивых седиментогенных минералов.

Многообразие проявлений диагенеза в зависимости от особенностей бассейна седиментации может быть в основном сведено к нескольким геохимическим моделям, соотвествующим пяти типам диагенеза терригенных, карбонатных и кремнистых отложений [Логвиненко, 1983]: два типа "восстановительного диагенеза" (I и II), "окислительный" (III) и два "переходных" (IV и V).

Диагенез I-го типа в настоящее время проявляется в морских и океанских отложениях приконтинентальной полосы и в осадках лагун, заливов с нормальной или повышенной соленостью, содержащих большое количество свежего реакционноспособного (более 5-10%) гумусового и сапропелевого ОВ. Диагенез от начала до конца осуществляется в восстановительных щелочных условиях при интенсивной редукции сульфатов поровых вод анаэробными бактериями. При этом образуются сероводород, сульфиды железа и некоторых других тяжелых металлов, а выделявшаяся при сульфатредукции и удаляемая из осадка углекислота способствует формированию карбонатов (хотя часть ее восстанавливается до метана некоторыми бактериями).

Диагенез II типа присущ осадкам с таким же большим содержанием ОВ, но в условиях опресненных внутренних морей, заливов или лагун, а также озер и болот на континенте. Здесь процессы породообразования развиваются по глеевому типу с формированием карбонатов железа, марганца и некоторых других металлов.

Диагенез III типа ("окислительный") присущ широкому диапазону ландшафтных условий: морским осадкам приливно-отливной зоны или мелководья с активным гидродинамическим режимом, осадкам ложа океана, содержащим менее 0,5% ОВ (как правило, инертного и нереакционноспособного), а также аллювиальным, делювиальным и эоловым, существенно песчаным отложениям континентальной суши. Там постоянно господствуют окислительные и преимущественно щелочные обстановки, при которых происходит образование оксидных и гидроксидных соединений железа, марганца, некоторых малых и редких элементов, а при наличии примеси пирокластики формируются аутигенные смектиты и цеолиты.

Диагенез IV тип ("переходный") свойственен осадкам тех приконтинентальных зон морей и океанов, где содержатся относительно небольшие количества ОВ (1-2%). В таком случае в верхних горизонтах ила (мощностью от первых сантиметров до нескольких метров) диагенез начинается при окислительных щелочных условиях, возникших благодаря интенсивному обмену между поровыми и богатыми кислородом наддонными водами. Возникают оксидные и гидроксидные соединения железа и марганца. Глубже они попадают в иные условия – восстановительные щелочные (до нейтральных), где сразу же активизируется процесс бактериальной сульфатредукции с возникновением сероводорода и сульфидов, сосуществующих с карбонатами железа и марганца.

Диагенез V типа выделяется Н.В.Логвиненко в переходных областях между пелагическими окислительными осадками и восстановительными образованиями приконтинентальных участков морского бассейна, в которых количество ОВ не превышало 1-2%. Нередко диагенез начинается в восстановительных щелочных условиях, но вскоре, когда потенциал всего органического вещества оказывается израсходованным, а осадок подвергается перемешиванию течениями либо биотурбированием, процессы минералообразования завершаются в окислительной среде. При этом может происходить формирование фосфатных минералов и глауконита, а затем хлоритов (уже в окислительных условиях); местами фиксируется повышение концентраций бора, фтора, бария и стронция. Именно такие преобразования осадка не все исследователи относят к типично диагенетическим. В частности, В.Т.Фролов [1992] относит их к категории гальмиролитических процессов "подводного выветривания", осуществляемых в самом верхнем слое осадка на протяжении длительных пауз в седиментации.

Итак, граница между окислительной и восстановительной зонами представляет собой важный геохимический барьер, на котором активизируются процессы диффузии, а также дегазации и дегидратации породных компонентов. Такие условия особо благоприятствуют конкрециеобразованию и частичной цементации осадка (последняя осуществляется только в условиях беспрепятственного оттока флюидов через верхнюю осадочную пленку, а их, в свою очередь, создают процессы усиленного биотурбирования осадка роющими животными).

Значение вышеупомянутой границы настолько существенно, что В.Т.Фролов предложил считать ее признаком верхней границы диагенетической стадии. По его словам, "... Первый этап диагенеза, по Н.М.Страхову..., следует считать подводным выветриванием, а диагенез начинать с той глубины, на которой система становится существенно закрытой. Чаще всего граница резко выражена окислительно-восстановительным или иным геохимическим барьером, принадлежащим, вероятно, к зоне выветривания" [Фролов, 1992, с. 203].

Такая точка зрения логична, но она не нашла всеобщего признания. Импонирует ее четкая формулировка. Однако на практике неопределенность предложенного рубежа известна применительно к бассейнам эвксинного типа (с сероводородным заражением), а также к субаквальным участкам многих дельт и глубоководных конусов выноса, где захоронение терригенных наносов происходит "лавинными" темпами [Лисицын, 1991], вследствие чего однообразное вещество осадка быстро оказывается ниже зоны "подводного выветрива-

http://jurassic.ru/

ния" и какого-либо четкого рубежа, на котором "система становится существенно закрытой", фактически не заметно. Да и сама по себе ее "закрытость" в этом и во всех прочих случаях весьма относительна и условна. Безусловно лишь то, что данные образования принадлежат к биокосной системе (по В.И.Вернадскому), в которой живое вещество и "косная" неорганическая материя проникают друг в друга. Известно, что элементарной биокосной подсистемой является субаэральная почва. Кроме того, "к биокосным системам относятся илы материковых и океанических водоемов. А н а л о г о м (разрядка наша - авт.) почвообразовательных процессов является диагенез ..." [Перельман, 1987, с. 86]. Таким образом, не приходится отрицать признаков подобия процессов субаквальных раннедиагенетических процессам субаэральным почвообразовательным, но в то же время едва ли целесообразно полностью отождествлять их, меняя традиционную терминологию.

Относительно мощности отложений, принадлежащих к зоне диагенеза, и критериев диагностики ее нижней границы до сих пор существуют разноречивые придставления. Большинство отечественных литологов считают, что нижний уровень диагенетических преобразований расположен на малых глубинах под поверхностью накапливающихся осадков: в пределах единичных метров либо десятков метров, максимально до 150-300 м, по [Страхов, 1960], а в гемипелагических отложениях морских и океанских бассейнов, по данным А.Г.Коссовской и др., до многих сотен метров.

А.Е.Ферсман [1922] определял конечный момент диагенеза как время наложения нового слоя, петрографически отличного от предыдущего, отделившего продстилаемый им осадок от непосредственного соприкосновения с придонной водой. А.В.Копелиович [1965] обратил внимание на то, что скорость постседиментационных преобразований различна в зависимости от структуры и состава осадков. Он предлагал считать этапом окончания диагенеза переход глинистого вещества из текуче-пластичной консистенции в полутвердую, а для рыхлого песчаного пласта этот же этап условно соотносить с моментом литификации перекрывающего слоя глины.

Консистенцию вещества (полутвердую, пластичную и, в особенности, твердую) большинство исследователей склонны принимать за один из главных признаков перехода осадка в породу. Однако этот физико-механический параметр оказался чрезвычайно непостоянным в зависимости от генетической природы осадка, от темпов его захоронения и других причин. Так, например, хорошо известны случаи возникновения твердых пород непосредственно на стадии седиментации (эвапориты и некоторые карбонатные образования типа коралловых, мшанковых и водорослевых биогерм), известны также многочисленные примеры литификации (сплошной цементации аутигенным кальцитом) карбонатных илов в приливно-отливных условиях супралиторали (в фациях типа себкхи). Последний процесс реализуется в течение первых десятков лет, т.е. геологически мгновенно, так что внутри сцементированных детритовых известняков (именуемых в англоязычной литературе "бичрок" [Фролов, 1992]) встречаются обломки даже техногенных предметов. Вместе с тем известны многочисленные примеры уплотнения и перехода карбонатных (меловидных) гемипелагических илов в известняки глубоко под покровом отложений мощностью от 600 до 1000 м и начала литификации биогенных кремнистых илов только ниже глубин 600-800 м, причем эти процессы осуществлялись крайне медленно – на протяжении целых геологических эпох или даже периодов [Логвиненко, Орлова, 1987; Махнач, 1989 и др.]. Слабая интенсивность диагенетических преобразований в последнем случае объясняется малыми скоростями седиментации в пелагиали (по принципу "частица за частицей"), вследствие чего у гранулометрически однообразного осадка большие межзерновые пространства успевала заполнить иловая вода, не потерявшая связи с водой морского или океанского бассейна. Благодаря этой связи общее гидростатическое давление распространялось и на межзерновой флюид, тем самым уравновешивая всю систему и препятствуя ее уплотнению. Напротив, в более мелководных условиях "лавинной седиментации" связь поровых и придонных вод вскоре прерывалась, и литостатическое давление вышележащих слоев на подстилающие слои изначально проявляло себя как существенный фактор литификации. Следовательно, мощность зоны диагенеза весьма изменчива, и для субаквальных отложений она минимальна в мелководных обстановках и максимальна в глубоководных.

Однако вышесказанное не конкретизирует положение границы между диагенезом и катагенезом. Одним из важных критериев может считаться уровень исчезновения массовых форм живого ОВ и главным образом прекращение интенсивной бактериальной деятельности [Страхов, Логвиненко, 1959]. Это принципиально важный признак, но диагностировать его на практике не легко. Тем более, что за последнее время появились сведения о локальном глубинном проникновении некоторых видов анаэробных бактерий даже в отдельные зоны катагенеза – вместе с мигрирующими туда водами нефтяных залежей [Логвиненко, Орлова, 1987].

Итак, нижняя граница диагенеза имеет весьма условный характер. Для субаквальных мелководных отложений мы, следуя Н.М.Страхову [1960], принимаем ее максимальную глубину в пределах 50-300 м от поверхности дна, для глубоководных и однообразных осадков – в 2-3 раза больше.

В литификации наземных осадков принимают участие процессы субаэрального диагенеза (экзодиагенеза). Для них характерны различные типы преобразований осадков: 1) при их осушении, 2) в гидроморфных

http://jurassic.ru/

почвах, 3) под воздействием почвенно-грунтовых вод [Цеховский, 1987]. В публикациях зарубежных геологов характеризуемые преобразования осадков, происходящие в фреатической части метеорной области, относят к диагенетическим [Лидер, 1986]. В субаэральных ландшафтах верхней границей зоны катагенеза служит область гипергенеза (см. рис. 3.2), где протекают процессы выветривания и субаэрального диагенеза. Здесь сферу проявления процессов катагенеза следует ограничить областью циркуляции межпластовых вод. Начало вышележащей зоны гипергенеза связывается с областью циркуляции грунтовых или фреатических вод [Логвиненко, Орлова, 1987; Цеховский, 1987], которая обычно располагается на глубинах от 5-10 м до 20-50 м.

Известная условность в проведении границы между диагенезом и катагенезом стала причиной того, что геологи Западной Европы и Америки все постседиментационные преобразования пород вплоть до "эпизоны" (или стадии их метагенеза) обычно объединяют в единую категорию диагенетических образований, иногда разделяя диагенез на ранний и поздний. Лишь отдельные зарубежные авторы разграничивают образования стадий диагенеза и катагенеза [Диагенез ..., 1971; Лидер, 1986].

В целом следует отметить, что несмотря на споры о положении границы между зонами диагенеза и катагенеза в них протекают резко различные по своей сущности и направленности процессы и поэтому выделение обеих этих зон и отвечающих им стадий преобразования отложений вполне оправданно. На стадии диагенеза поступает в различной степени измененное вещество, преобразования которого в значительной мере обуславливаются ландшафтно-климатическими условиями бассейна седиментации. Вторичные изменения осадков и пород во многом зависят от конкретного типа бассейна и присущего ему тектонического режима. В некоторых случаях влияние на диагенез интенсивных темпов тектонических движений способно даже отодвинуть на второй план воздействие климатических факторов или, по крайней мере, внести в них существенные коррективы. Это показано на примере верхоянского комплекса терригенных формаций [Япаскурт, 1989; 1992]. Они формировались в тектонически мобильных условиях материковой окраины, и при быстром погружении и перекрытии новыми слоями морские осадки не успевали придти в минералогически равновесное состояние за краткий промежуток диагенетической стадии. Специфические условия седиментации, а именно мобилизация гигантских масс полиминеральных кластогенных компонентов с больших площадей и лавинные темпы их накопления в авандельтовых и глубоководных конусах выноса обусловили незавершенность диагенетических процессов. В конечном итоге поликомпонентная и все еще реакционноспособная система, оказавшись под мощным покровом более молодых отложений и в напряженных P-T условиях, послужила обильным резервом для катагенетического аутигенного минералообразования. В результате интенсивных процессов аутигенного минералообразования нивелируются многие фациальные различия исходных осадков.

Подобные рассмотренным выше условия раннего литогенеза свойственны не только ОБ материковых окраин, но также интенсивно погружавшимся рифтогенным и межгорным впадинам [Япаскурт, 1997]. В противоположность им, в обстановках вялого тектонического погружения (например, при формировании плитного чехла молодых платформ) длительные диагенетические процессы успевают привести осадок к относительно равновесному – монокомпонентному или близкому к таковому состоянию. У таких образований фациальные различия наиболее отчетливо наследуются при катагенезе.

3.2.2. Катагенез

По завершении диагенеза (в том случае, если сформированная за счет осадка порода не была поднятой в зону гипергенеза, а продолжала погружаться) начинается следующая стадия литогенеза, которую разные исследователи называют по-разному.

А.Е.Ферсман [1922] назвал катагенезом всю совокупность преобразований (за исключением метаморфизма) осадочной породы после того, как она отделилась от водного бассейна новым слоем осадка и вплоть до момента выведения ее на земную поверхность. Эту же стадию, представляя ее в сущности так же, Л.В.Пустовалов (1940) назвал эпигенезом. Данное название было использовано многими отечественными литологами [Коссовская, Шутов, 1955, 1976; Коссовская и др., 1981; Копелиович, 1965; Крашенинников, Япаскурт, 1977; Рухин, 1953; Муравьев, 1983; Симанович, 1978 и др.]. Однако со временем оно стало вытесняться термином катагенез (греческое "ката" (вниз) ассоциируется с погружением) [Вассоевич, 1962, Логвиненко, 1968; Логвиненко, Грамберг, 1997; Лукьянова, 1995; Махнач, 1989; Тимофеев, 1994; Фролов, 1992; Холодов, 1983; Япаскурт, 1991, 1995].

Мы придерживаемся последнего термина, интерпретируя его следующим образом: *катагенезом называется стадия изменений вещественного состава и структуры осадочных отложений в стратисфере при повышенных давлениях в диапазоне от 10 до 200 МПа и температурах от 25 до 200°С (± 25°С) в присутствии и при активном участии подземных вод, флюидов и (или) поровых растворов*. Некоторые литологи [Копелиович, 1965; Холодов, 1983] считали температуру конечных этапов данной стадии более высокой – порядка 300°С. Но это объясняется тем, что упомянутые исследователи, так же как А.Е.Ферсман, не выделяли метагенеза в качестве обособленной категории предметаморфических изменений.

Мощность зоны катагенеза в вышеупомянутой нами трактовке непостоянна. Она существенно меняется в ОБ разного типа – от 2-4 км (в рифтогенных впадинах) до

http://jurassic.ru/

7-9 км (во впадинах типа Прикаспийской) в зависимости от их теплового и динамического режимов. Кроме того, изменчивое положение нижней границы этой зоны обуславливается также разными историко-геологическими особенностями эволюции ОБ, например, периодическим возобновлением структурно-тектонических перестроек, влияющих на увеличение и уменьшение P-T параметров в стратисфере и тем самым опосредованно влияющих на изменение темпов минерально-структурных преобразований в породах. Здесь уместно напомнить, что, согласно принципу Вант-Гоффа, повышение температуры всего на 10°С удваивает скорость химических реакций. Повышение давления на минеральный каркас породы или на межзерновую водно-флюидную фазу – не менее серьезный фактор ускорения вещественных преобразований.

Интерес исследователей к динамическому фактору литогенетических изменений повысился в последнее время [Лукьянова, 1995; Соколов, 1985; Соколов, Япаскурт, 1983; Чиков, 1992]. Экспериментальные исследования низкотемпературных химических реакций при хрупком разрушении вещества (под односторонним давлением) показали, что: а) механическое разрушение вызывает скачкообразное возрастание скорости химических реакций; б) процесс этот имеет самоускоряющийся характер и даже при наличии локального очага напряжений он охватывает большие объемы пород; в) распространение химических превращений в стороны от зоны разрушения имеет автоколебательный характер и само химическое превращение происходит скачкообразно. При этом оказалось, что "увеличение свободной энергии низкотемпературной системы на 40-80 кДж/моль путем механической активации без изменения температуры смещает равновесие в сторону образования высокотемпературных продуктов – в тонкодисперсных средах (особенно в случаях деформации со сдвигом) при температуре менее 100°С возможны химические реакции, которые без активации протекают при температурах до 1000°С и более" [Чиков, 1992, с. 17].

Глубинные P-T факторы совместно с описанными выше гидрогенными обстановками побуждают осадочные минеральные компоненты, ОВ и РОВ приспосабливаться к новым для них условиям окружающей среды посредством множества физико-химических процессов.

Катагенетические процессы настолько многообразны и разномасштабны, что системное рассмотрение их нуждается в ранжировании применительно к разным уровням организации вещества [Япаскурт, 1999]: компонентному, породно-слоевому и формационному.

Процессы компонентного уровня, будучи унаследованы от диагенетических, продолжают их на качественно иной основе (см. рис. 3.5). Резко активизируются описанные в предыдущем разделе явления: трансформация минеральных компонентов, их коррозия или перекристаллизация (в частности, коллоидная фаза кристаллизуется либо растворяется полностью), а также диффузия и аутигенез. Двум последним благоприятствуют заключенные в поровых, межкомпонентных промежутках водные и газовые флюиды, а также существенно усиливающееся воздействие глубинного теплового потока и давления вышележащих толщ. Давление обеспечивает гравитационное уплотнение породных компонентов – механогенный процесс, приводящий к их компактной упаковке, вплоть до возникновения пластических или хрупких деформаций внутри них. Этот процесс подробно охарактеризован в работах [Катагенез ..., 1981; Логвиненко, Орлова, 1987].

Нужно оговориться, что давление в чисто механическом аспекте "работает" только в начале стадии катагенеза. В основном же оно связано с диффузионно-рекристаллизационными процессами. Сущность этой связи коротко сформулировал А.В.Копелиович: "Так как растворимость вещества зависит от давления, а также от различия в давлении, под которым находится твердая и жидкая фазы ..., то в разных точках породы возникают различные концентрации растворенных элементов. Диффузия, приводящая к выравниванию концентраций, вновь создает неравновесное состояние раствора и погруженных в него зерен. В точках повышенных напряжений раствор окажется недонасыщенным, вследствие чего зерна будут продолжать растворяться, в тех же участках, где напряжения менее значительны, раствор окажется пересыщенным и будет происходить регенерация и рост обломочных зерен" [Копелиович, 1965, с. 180].

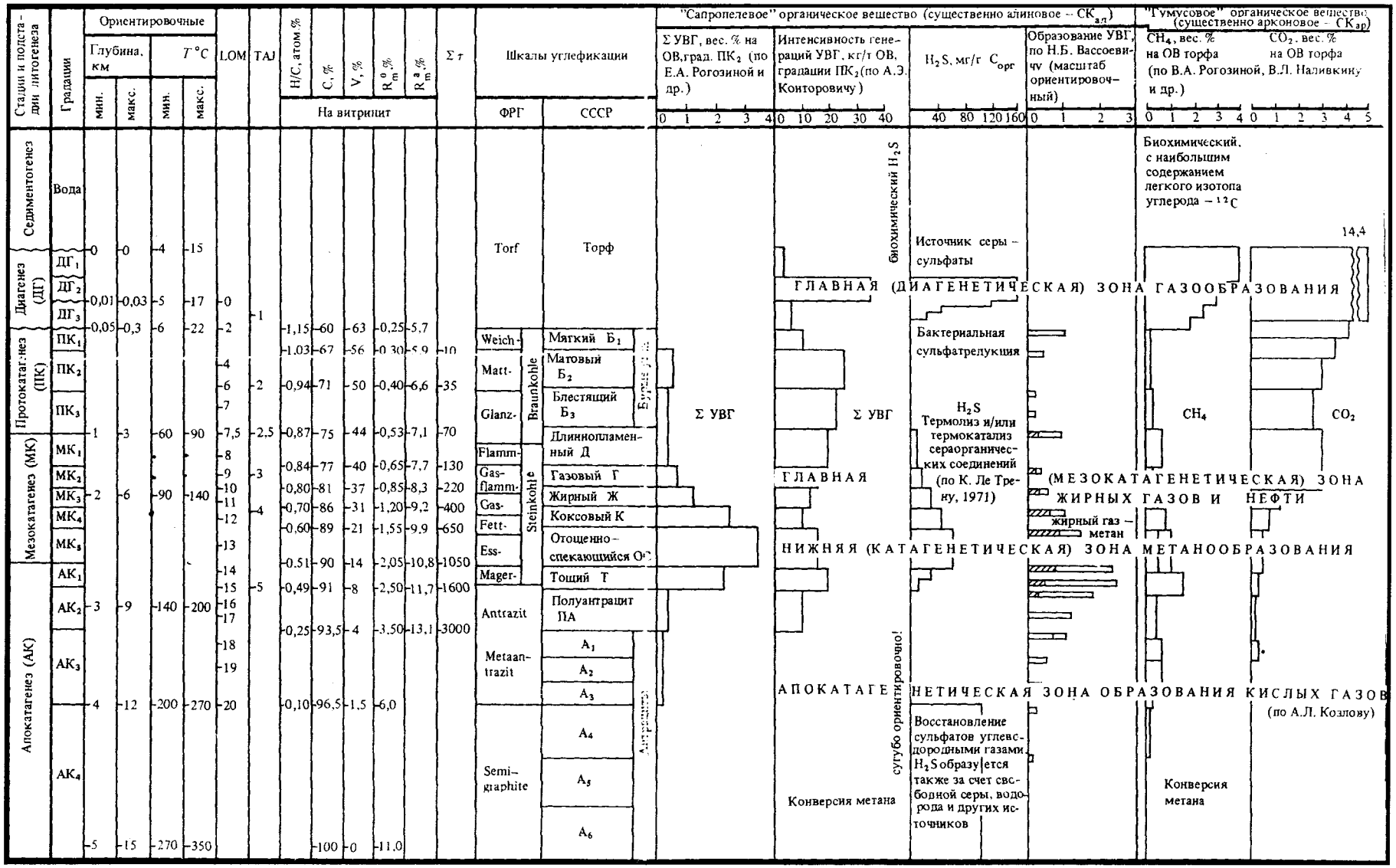
Подтверждениями реального существования вышеупомянутых механизмов литификации служат микроскопические наблюдения над характером соотношения минеральных компонентов в шлифах песчаников. В приведенных на рис. 3.8 примерах очевидно парагенетическое единство 2-х видов новообразований: 1 – так называемых структур гравитационной коррозии у одной части соприкасающихся между собой обломочных зерен (конформных, инкорпорационных или микростилолитовых контактов между ними) и 2 – регенерационных оторочек вокруг другой части зерен (кварцевого, карбонатного, полевошпатового или другого состава). Следовательно, первая группа компонентов под влиянием взаимного вдавливания претерпела частичное растворение, вторая была регенерирована; первая уменьшилась в своих размерах, а вторая укрупнилась. Новообразования, подобные этим, присущи в основном обломочным породам, изначально "промытым" от глинистого порового заполнителя. В других видах отложений сочетание гравитационного уплотнения с растворением и перекристаллизацией их компонентов выражается в иных формах. В частности, в карбонатных и карбонатно-глинистых породах признаками вышеописанных процессов служат вторичные текстуры в виде стилолитов, сутурных швов, "cone-in-cone" и др. [Пустовалов, 1940; Рухин, 1953].

В процессах породно-слоевого уровня комбинации элементарных процессов интегрируются в таксоны более крупного ранга, а именно (см. табл. 3.6): уплотнение пласта, конкрециеобразование (начавшееся при

http://jurassic.ru/

Таблица 3.6.

Зоны нефте- и газогенерации при литогенезе, по Н.Б. Вассоевичу [1986]



http://jurassic.ru/

диагенезе), пластовая цементация седиментогенных компонентов аутигенными минеральными агрегатами, стилолитизация (частичное растворение породы под давлением), формирование швов флюидоразрыва (см. рис. 3.8), перекристаллизация породы (частичная или полная), будинирование пласта под влиянием аномально-высоких пластовых давлений газоводных флюидов (АВПД) и др.

Внутри пласта перераспределение флюидов и растворенных в них веществ (SiO_2 и др.) осуществляется внутри межзерновых промежутков, ориентированных перпендикулярно к вектору давления. Это широко известный "принцип Рикке" – принцип дифференциации вещества. Он наиболее ярко выражен при метаморфизме пород, однако начинает проявляться на катагенетической стадии. В данном аспекте катагенез представ-

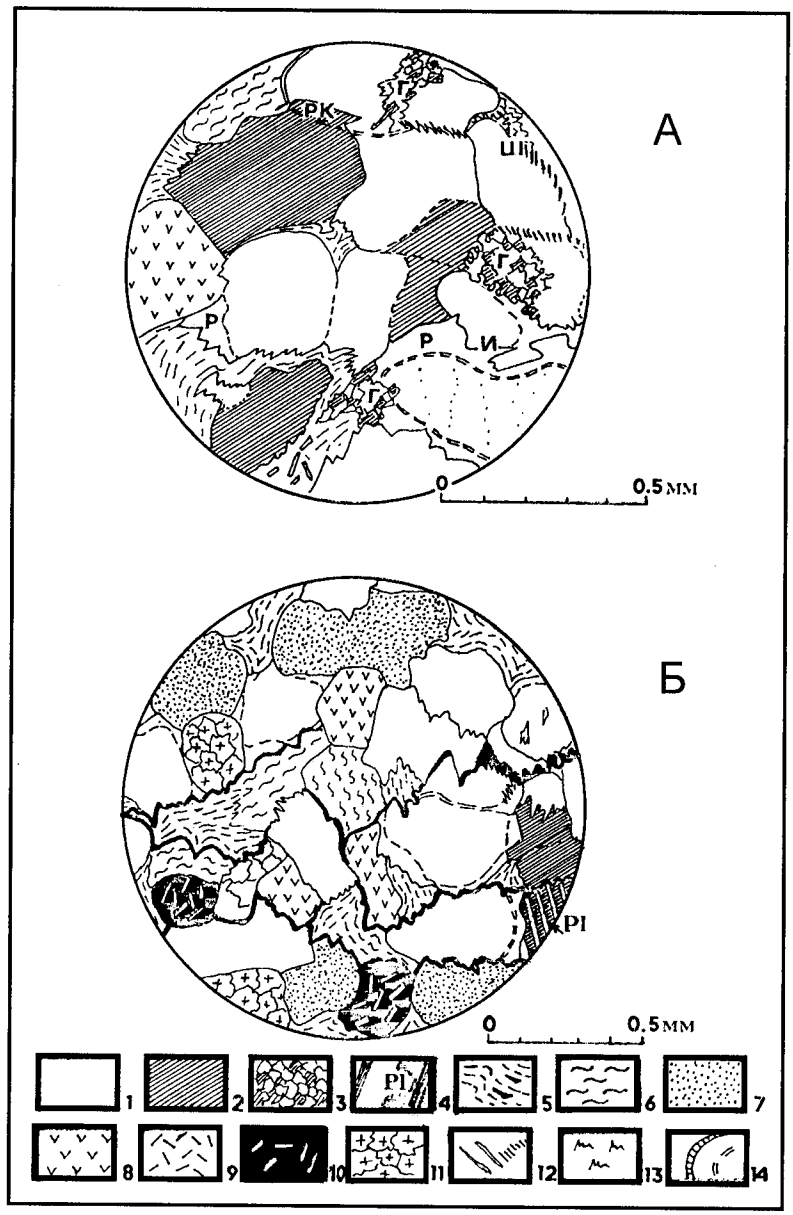


Рис. 3.8. Позднекатагенетические образования в триасовых песчаниках Тюменской сверхглубокой скважины

А – структуры инкопорации (И) и регенерации обломочного кварца (Р) усложняются наложенным на них рекристаллизационным (РК) и рекристаллизационно-грануляционным (Г) бластезом кварца и шиповидными (Ш) образованиями стадии метагенеза в песчанике триаса; Б – микростилолитовые швы флюидоразрыва, по О.В.Япаскурту [1995]. 1 - 11 – обломочные компоненты : 1, 2 – кварц при параллельных и скрещенных николях , 3 – гранобластовые кварцевые агрегаты с мозаичным погасанием, 4 – плагиоклазы, 5 – сильно хлоритизированный биотит с включениями непрозрачных рудных минералов (черные), 6 – глинистые породы , 7 – алевролиты, 8 – кремни, 9 – эффузивы средние или основные, 11 – жильные породы с афанитовой структурой (кислого состава) ; 12 - 14 – аутигенные компоненты : 12 – серицито подобная гидрослюда (шиповидные вростки в кварце или плагиоклазах), 13 – то же в беспорядочных скоплениях, 14 – хлорит в крустификационных оторочках

http://jurassic.ru/

ляет собой одну из форм проявления общепланетарного закона вещественной химической дифференциации. Однако последняя при P-T режимах верхних горизонтов стратисферы не достигает своей завершенности, и катагенетические процессы, в отличие от метаморфических, не приводят еще к полной равновесности минеральных фаз (за очень редкими исключениями). Катагенетические образования – метастабильны.

На данном основании катагенез осадочных пород нередко характеризуется в качестве стадии "начальных, незначительных их изменений" [Логвиненко, Орлова, 1987, с.6], которые не приводят к утрате их осадочного облика [Фролов, 1992]. Такое утверждение, конечно, весьма условно. В действительности известно множество случаев полного изменения как состава, так и структуры отложений при катагенезе (например, 100%-ная доломитизация известняка с утратой им всех первичных признаков). Кроме того, столь же сильные изменения вещественного состава осадка (например, трансформация его глинистых и органических компонентов) могут показаться, на первый взгляд, малосущественными только потому, что сохранились макропризнаки седиментогенных структур без изменения их гранулометрических параметров, например, песчаному осадку соответствуют песчаники тех же гранулометрических классов, алевритовому – алевролиты и т.п. Однако в шлифах под микроскопом нетрудно заметить искажение изначальных размеров и формы у части, а иногда даже у подавляющего большинства кластических зерен. Это – коррозионные углубления и регенерационные наросты. Их роль, казалось бы, незначительна, однако расчеты показали, что, например, в кварцевом песчанике уменьшение поперечных размеров наблюдаемого в шлифе зерна всего лишь на 5, 10 и 20% отвечает растворению соответственно 14,2; 27,1 и 48,8% его изначального объема [Копелиович, 1965]. В пересчете на объем мощных пластов песчаной породы это может дать гигантские количества ремобилизованного SiO_2. То же относится и ко многим иным веществам и минералам, в том числе РОВ. При использовании сканирующего электронного микроскопа удается обнаружить не менее существенные изменения глинистых и других компонентов пород с пелитовыми структурами [Япаскурт, 1995, 1999].

Итак, у претерпевшей катагенез породы вещественный состав, как правило, уже не такой или не совсем такой как у исходного осадка. Внешне малозаметные (в особенности на ранних этапах катагенеза) структурные изменения могут создавать обманчивое впечатление "статичности" процессов литификации. В действительности на этой стадии реализуется существенное перераспределение вещества как внутри пластов, так и между ними, благодаря межпластовой миграции газоводных флюидов (рис. 3.9), и грандиозное перераспределение вещества в масштабе осадочных формаций.

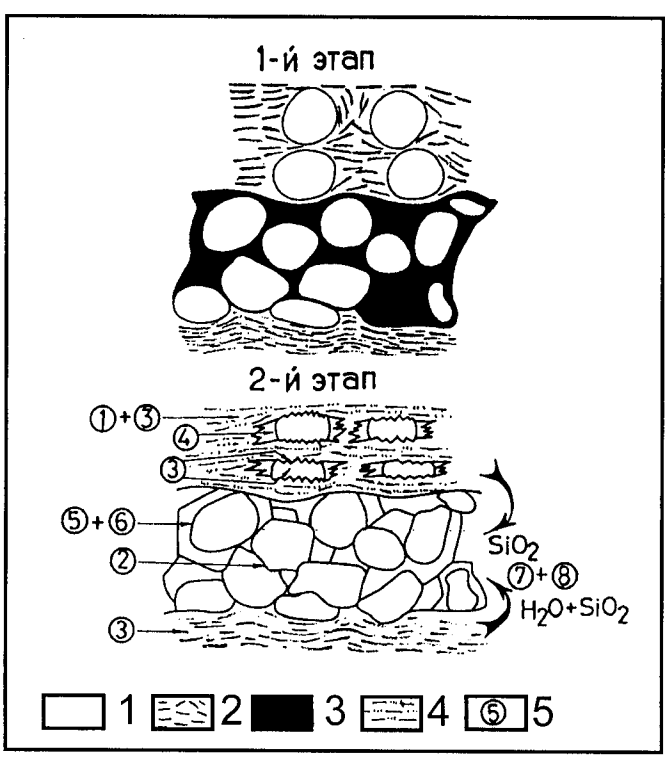


Рис. 3.9. Схема процессов перераспределения вещества между тремя прослоям различных литотипов [Япаскурт, 1999 |
1 – кварц (обломочный и аутигенный), 2 – слюды триоктаэдрические и смектиты, 3 – открытые поры, 4 – слюды диоктаэдрические и хлориты, 5 – процессы (1 – гравитационное уплотнение, 2 – коррозия, 3 – трансформации в минеральных решетках, 4 – аутигенез, 5 – перекристаллизация с фазовыми переходами, 6 – перекристаллизация без фазовых переходов, или бластез, 7 – метасоматоз, 8 – диффузия); стрелками показано направление миграции H_2O и SiO_2 из трансформируемых глинистых частиц в поровые межзерновые полости

http://jurassic.ru/

На *формационном уровне* осуществляются такие процессы, как: 1 – элизионные, 2 – инфильтрационные, 3 – гравитационно-рассольные, 4 – газогенерационные, 5 – нефтегенерационные, 6 – миграции нефти и газа, 7 – миграции и перераспределения рудных компонентов (Cu, Pb, Au, U и др.), 8 – вторичной концентрации рудных компонентов (на геохимических барьерах). Им посвящена обширная литература. В частности, процессы 1-3 рассматриваются в работах [Холодов, 1982 а,б; Махнач, 1989]; процессы 4-6 – [Вассоевич, 1986, 1988; Соколов, 1985]; процессы 7-8 – [Габлина, 1983; Ермолаев, Созинов и др., 1999; Перельман, 1968, 1979; Павлов, Галямов, 1988; Лисицин, 1975; Литогенез..., 1989; Холодов, Кикнадзе, 1989; Юдович, Кетрис, 1988; Япаскурт, 1992].

В целом типичному литогенезу погружения и отвечающим ему катагенетическим преобразованиям пород свойственны процессы элизионные и газово-генерационные. Другие постседиментационные изменения играют подчиненную роль но являются главенствующими для литогенеза динамотермальной активизации.

Другая часть процессов, названных метабластическими, дислокационными и др., свойственна стадиям более глубоких – метагенетических и метаморфических изменений осадочных комплексов. Каждый из вышеперечисленных процессов, как правило, реализуется с неодинаковой интенсивностью на различных уровнях глубины породного погружения (то есть на разных этапах катагенетической стадии). Такую закономерность исследователи заметили давно и стремились применить ее к расчленению зоны (и стадии) постдиагенетических преобразований на более дробные градации с целью их межбассейновых корреляций.

Схем стадиального расчленения катагенеза создано множество. В основу каждой из них заложен один из следующих 3-х принципов: 1 – минерально-парагенетический 2 – "углемарочный", или учитывающий стадиальные преобразования ОВ либо РОВ (табл. 3.6, 3.7) и 3 – комплексный, со стремлением соединить два предыдущих (см. табл. 3.1, 3.4).

В схемах, созданных по первому принципу, доминирующим показателем стадийности катагенеза служит определенный парагенез аутигенных минералов. Дополнительно учитываются кристаллохимические параметры отдельных минералов-индикаторов, а также значения пористости, проницаемости породы и другие константы.

Учитывая известную зависимость спектра аутигенных компонентов от состава осадка (седиментофонда) и с целью совершенствования корреляции постседиментационных преобразований в разных формациях (с неодинаковым седиментофондом), А.Г.Коссовской, В.Д.Шутовым и Н.В.Логвиненко еще в начале 60-х годов было предложено выделять фации регионального эпигенеза (катагенеза). Это – сообщества пород близкого химического состава, характеризующиеся совокупностью новообразованных структурно-минералогических признаков, возникших и устойчиво существующих на определенных этапах постдиагенетического развития этих пород.

В большинстве таких схем рассматриваемая здесь стадия катагенеза отчетливо разделяется на две подстадии, которые именовались: начальной и глубинной, либо ранней и поздней [Коссовская, 1962; Логвиненко, 1968].

Различия между ними настолько существенны, что зарубежные литологи стали обособлять вторую (глубинную, позднюю) подстадию в специфичную "анхизону". К наиболее характерным ее признакам относятся: 1) превращение всех глин в неразмокающие в воде аргиллиты; 2) трансформация большинства смектитовых компонентов в хлорито-гидрослюдистые или гидрослюдистые; 3) совершенствование кристаллической структуры у значительной части аутигенной гидрослюды (начало смены политипов 1М на $2M_1$); 4) массовое развитие конформных или инкорпорационных структур гравитационной коррозии в совокупности с регенерацией обломочных частиц во многих разновидностях песчаников (см. рис. 3.8) и т.д.

Появление в породах вышеупомянутых признаков глубинного (позднего) катагенеза осуществляется не синхронно в различных литотипах. Для ОБ характерна общая закономерность – анизотропия интенсивности преобразования пород различного состава и генезиса, залегающих рядом в единой формации. Некоторые разновидности пород по различным (не всегда даже понятным) причинам оказываются легко податливыми к изменению и состава, и структуры, тогда как другие остаются как бы "законсервированными" в своей первозданности. Поэтому между образованиями вышеперечисленных подстадий всегда существует переходная зона, "растянутая" в разрезе иногда до многих сотен метров. Ее наличие дало основание некоторым литологам применить трехчленное деление катагенеза: на ранний, средний и поздний [Япаскурт, 1992].

Однако все эти стадиальные схемы, несмотря на их стройность и детальность, применимы только к терригенным (и терригенно-угленосным, в том числе) осадочным формациям. Для иных формаций адекватных схем до сих пор не создано по объективным причинам: за исключением 3-х классов пород – обломочных, глинистых и каустобиолитных все остальные не обнаруживают столь явной корреляции между интенсивностью постседиментационных изменений и глубиной погружения.

Это в наибольшей степени свойственно карбонатным формациям. Степень кристалличности известняков, например, обусловлена особенностями их седиментогенных структур и химического состава проникшей в осадок воды в гораздо большей мере, чем уровнями их залегания в разрезе чехла ОБ. Известно, в частно-

http://jurassic.ru/

сти, что разновидности мелководно-морских биогенно-детритовых, мшанково-криноидных, коралловых, а также оолитовых и других отложений, хорошо промытых от межкомпонентного пелитового матрикса и потому изначально пористых, обычно бывают крепко сцементированы кристаллически-зернистыми агрегатами аутигенного кальцита на самых ранних этапах литогенеза (даже на стадии диагенеза). В англоязычной литературе такие литотипы именуют аллохемными известняками со спаритовым цементом (интраспаритовым, биоспаритовым и ооспаритовым [Folk, 1959]). Характерно, что в случаях обилия в их составе фрагментов криноидей или игл морских ежей вокруг последних развивается цемент регенерационного типа (легко диагностируемый микроскопически по эффекту одновременного с биокластом "угасания"). В этом случае порода способна приобрести мраморовидный облик, не входя в зону глубинного катагенеза. И напротив, микритовые разности известняков, а из них в особенности те, что были насыщены глинистыми примесями, очень долго не претерпевают существенной перекристаллизации – вплоть до метагенетической стадии. Заключенное внутри них глинистое вещество, будучи как бы "заблокировано" карбонатной средой от воздействия на него глубинных факторов, трансформируется тоже замедленно сравнительно с темпами трансформации аналогичного по составу вещества из терригенных пород.

В конечном счете отчетливой зональности катагенеза на формационном уровне здесь выявить, как правило, не удается. И вовсе нелинейный характер имеет постдиагенетическая доломитизация известняков [Махнач, 1989]. Она зависит, в первую очередь, не от глубинных P-T параметров, а от наличия катионов Mg в межкомпонентных растворах и от режима миграции последних.

Можно предположить, что погружение все же оказывает влияние на изменение карбонатных пород, но признаки этого влияния камуфлированы более сильными преобразованиями, вызываемыми иными причинами, такими как влияние фациальных сред седиментации и гидродинамики.

Несколько упорядоченнее проявлены закономерности литогенеза погружения кремневых и терригенно-кремнистых формаций. Общая тенденция изменения их вещества такова: для подстадии раннего катагенеза свойственно преобладание опаловых, а для позднего катагенеза – халцедоновых и халцедоно-кварцевых пород. Но это только лишь тенденция. Детальное исследование платформенных мезозойских и кайнозойских силицитолитов (не вышедших за пределы P-T условий раннекатагенетической подстадии) показало значительную неравномерность раскристаллизации этих отложений и, в том числе, случаи частичного либо полного превращения некоторых слоев опалолитов в халцедонолиты [Плюснина, 1983; Маравьев, 1983].

Интересные наблюдения опубликованы относительно раннекатагенетического преобразования пластов кварцевых песчаников – второстепенных членов в разрезах глауконито-кремнистых формаций кайнозоя на Русской платформе [Муравьев, 1983]. Их облик в шлифах оказался похожим на облик измененных глубинно-катагенетическими процессами песчаников терригенных формаций интенсивно погружавшихся ОБ – например, рифейского возраста из авлакогенов Русской платформы и позднетриасового возраста из внутреннего крыла Приверхоянского передового прогиба [Копелиович, 1965; Япаскурт, 1992].К общему для этих пород признаку относится массовая регенерация их терригенных компонентов (в данных случаях преимущественно кварцевого состава). Обилие регенерационного цемента, прочно "припаявшего" друг к другу обломочные частицы, обеспечивало массивность строения рассматриваемых пластов. Но механизмы их постседиментационного изменения в вышеперечисленных примерах были принципиально разными. Если у песчаников рифея и мезозоя из зоны глубокого катагенеза внутрислоевое перераспределение SiO_2 обеспечивалось процессами гравитационной коррозии их же обломочных зерен, то в пески глауконито-кремнистых формаций SiO_2 поступал в основном из богатых этим компонентом трепелов, опок и других близлежащих слоев.

Из всего сказанного следует вывод, что диагностика стадийности катагенеза не может опираться на какой-либо один отдельно выбранный признак; необходим системный анализ множества признаков.

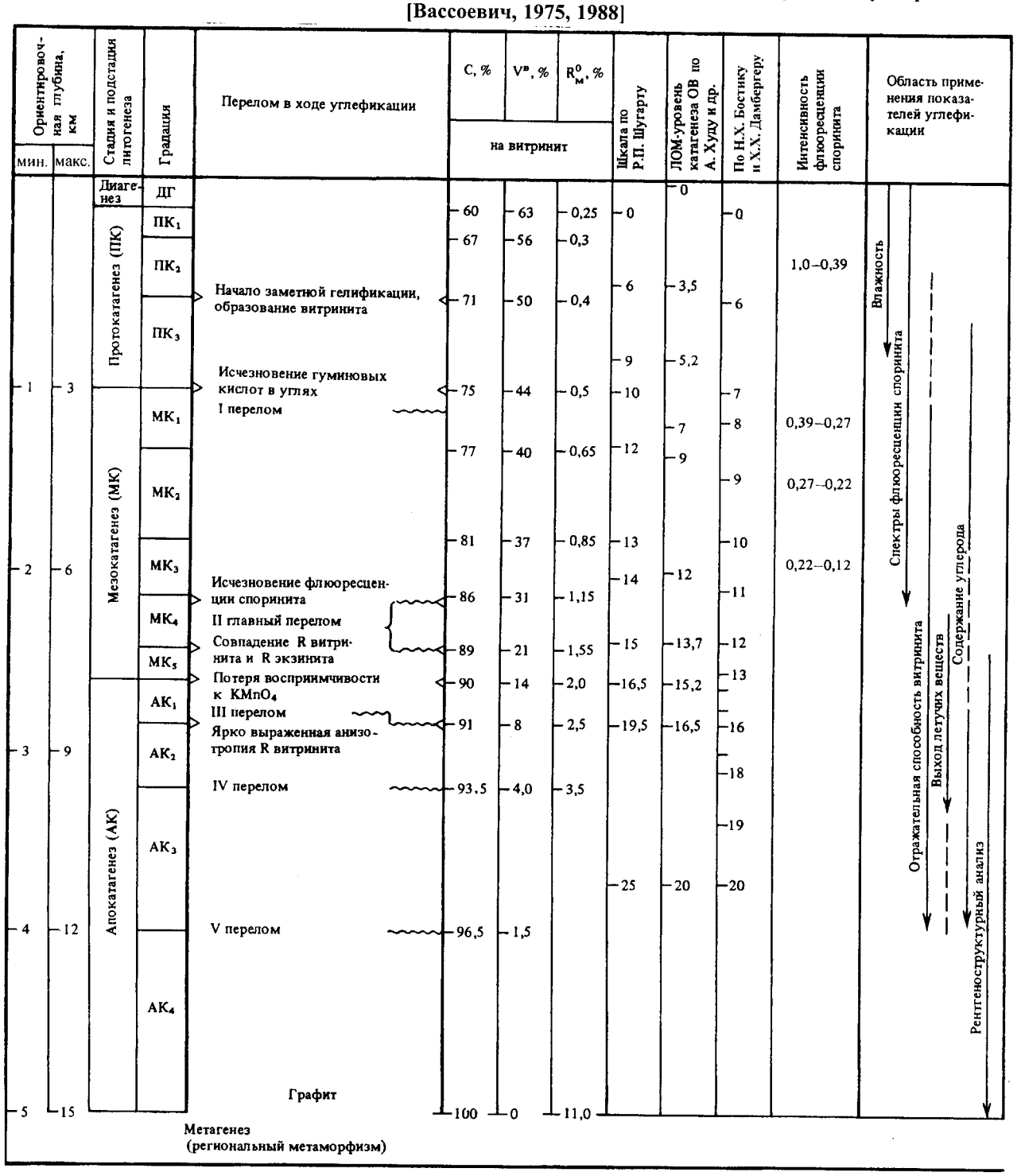
Тем не менее многие исследователи, стремясь к поиску простых и ясных корреляционных критериев стадийности литогенеза, обращаются в первую очередь к углемарочной шкале преобразования ОВ как к показателю палеотемпературной зональности в осадочных бассейнах [Аммосов, 1968].

Наиболее дробное деление стадии катагенеза на данной основе практикуется исследователями горючих полезных ископаемых (см. табл. 3.6 и 3.7). Главным показателем интенсивности постседиментационных преобразований служат либо данные о марочном составе углей, т.е. процентном содержании в них углерода (С%), летучих веществ (Vв%) и величинах отражательной способности витринитовых компонентов (R^oм%) [Аммосов, 1968; Мазор, Матвеев, 1974], либо показатели изменения состава и молекулярной структуры РОВ в породах [Вассоевич, 1986; Справочник ..., 1983]. Согласно параметрам измененности РОВ, катагенез делят на две подстадии: протокатагенез (ПК) и мезокатагенез (МК), а те, в свою очередь, делятся на 3 и на 5 градаций: $ПК_1$, $ПК_2$, $ПК_3$ и $МК_1$-$МК_5$ (см. табл. 3.7). Эти градации коррелируются с углемарочной шкалой Донбасса следующим образом: $ПК_{1-3}$ отвечают бурым углям марок $Б_1$, $Б_2$ и $Б_3$; $МК_1$ соответствует углям длиннопламенным (Д), $МК_2$ – газовым (Г), $МК_3$ – жирным (Ж), $МК_4$ – коксовым (К) и $МК_5$ – отощенно-спекающимся (ОС). Еще более резкие ступени углефикации, начиная от тощих (Т) углей и кончая антрацитами (А),

http://jurassic.ru/

Таблица 3.7.

Шкала градаций катагенеза осадочных образований и ее сопоставление со ступенями углефикации [Вассоевич, 1975, 1988]



выделяются в подстадию апокатагенеза (АК), т.е. считаются образованиями послекатагенетическими. Основаниями для их обособления служат не только количественные данные (C>90%, Vв<14% и R^0м>2,0%), но и качественная перестройка структуры молекул в РОВ.

Шкалы градаций и подстадий литогенеза по параметрам ОВ или РОВ привлекают детальностью и относительной простотой диагностики при современных технических средствах. Однако их использование встретило две трудности.

Во-первых, углемарочную шкалу сложно использовать для отложений морского генезиса (в особенности для глубоководных), где РОВ либо мало, либо оно находится в состоянии тонкодисперсной фазы, что сильно зат-

http://jurassic.ru/

рудняет аналитические процедуры. Последние еще более усложняются в случае высокой карбонатности пород.

Во-вторых, имеются весьма непростые и местами нелинейные соотношения между преобразованием ОВ и вмещающей его минеральной средой. На это в свое время обращали внимание П.П.Тимофеев и Л.И.Боголюбова [1970]. В частности, значительные флуктуации показателей R^o в ОБ в пределах одного и того же стратиграфического уровня обуславливаются несколькими факторами. Из них главнейшими служат: исходный генетический тип самого ОВ и вещественно-структурные (а в конечном счете генетические) особенности пород, вмещающих ОВ или залегающих по соседству с угольным пластом. Таким образом, границы зон катагенеза, установленные даже по "углемарочному" принципу, имеют весьма расплывчатый облик, а потому их рисовка на геологических профилях и картах представляется корректной применительно в основном к мелкомасштабным построениям.

Изначальное стремление исследователей разных школ опереться на любой из вышеперечисленных показателей как на главный индикатор стадийности катагенеза в отрыве от всех прочих признаков приводили в конечном счете к весьма приблизительным результатам локального значения, а иногда даже к тупиковым ситуациям при попытках межбассейновой корреляции постседиментационных преобразований.

Стало очевидным, что вышеперечисленные параметры в большинстве своем взаимосвязаны между собой и взаимообусловлены. А на их конкретные значения так же, как и на доминирование того или иного процесса катагенеза в каждом конкретном случае, влияют 3 главных фактора: 1 – глубинность погружения, действующая посредством меняющихся P-T и гидрохимических условий, 2 – формационная принадлежность, или фациально-вещественный тип конкретной осадочной формации и 3 – темпы погружения фундамента осадочного бассейна.

Последние два фактора способны внести существенные коррективы в вертикальную катагенетическую зональность, что было показано на примере сравнения терригенных образований с карбонатными и кремнистыми. Дополним это данными о элизионных процессах, главенствующих в литогенезе погружения.

Элизионные процессы кратко характеризовались выше. Для массового их осуществления требуется совпадение нескольких главных условий: 1 – преобладание глинистых осадков; 2 – преобладание или высокое содержание смектитовых либо смешанослойных глинистых минералов с лабильными кристаллическими решетками; 3 – лавинные темпы накопления и захоронения осадков, обеспечивающие кратковременность и редуцированность преобразований вещества на диагенетической стадии; 4 – длительное и достаточно интенсивное погружение осадочного комплекса; 5 – большая мощность формации, порядка многих км.

Именно такие условия реализованы в молодых (позднемезозойско-кайнозойских) ОБ платформенных окраин и предгорных прогибов альпийского пояса, таких как Терско-Кумский, Азово-Кубанский, Амударьинский, Западно-Туркменский и другие [Холодов, 1983]. Такого рода бассейнам было свойственно интенсивное и длительное погружение, в результате которого накопились мощные (5-10 км) толщи терригенных глинистых пород. Эти ОБ развивались таким образом, что в их периферийных частях каждый последующий пласт полностью перекрывает и изолирует предыдущий, вследствие чего отсутствуют выходы на дневную поверхность пластов-коллекторов (песчаных, гравийно-песчаных и др.). Глинистые отложения по мере погружения сжимаются и отдают свои газоводные растворы в относительно жесткие пласты-коллекторы. Повышенной водоотдаче способствуют процессы трансформаций смектитовых и смешанослойных глинистых компонентов благодаря высоким геотермическим градиентам, обеспечившим температуры до 100°С на сравнительно небольших глубинах (2-3 км). Именно такого порядка температуры особо благоприятствуют процессам обезвоживания смектитов [Кривошеева и др., 1977].

Исходя из того, что при гидрослюдизации смектитовых компонентов из глин выделяется межслоевая вода в количестве 10-15% исходного объема осадка [Burst, 1969], В.Н.Холодов произвел расчет количества дегидратированной воды применительно к Восточно-Предкавказскому элизионному бассейну. Получились внушительные цифры. При реальном составе кайнозойских глин из 1 $м^3$ глины в результате гидрослюдизации должно было освободиться до 110 кг воды. А общее количество дегидратированной воды, выделившейся за последние 10 млн лет из глин майкопской свиты (при их средней мощности в 1 км и площади элизионного бассейна 9 000 $км^2$), составляет $1 \cdot 10^{12}$ т, что только на один порядок меньше массы воды в современном Каспии ($75 \cdot 10^{12}$ т).

Дополнительными источниками H_2O, помимо дегидратации смектитов, могут оказаться трансформации других минералов, а также постседиментационные преобразования РОВ [Катагенез ..., 1981]. К этой же группе процессов относится дегазация породных компонентов. Механизмы дегазации экспериментально обоснованы в работах [Киссин, Пахомов, 1967, 1969], где показано, что при давлении насыщенного пара и нагревании от 75 до 120°С дистиллированной воды карбонаты гидролизуются по схеме:

$$CaCO_3 \text{ (тверд.)} + H_2O = Ca(OH)_2 \text{ (раств.)} + OH^- + CO_2 \text{ (газ)}$$

При этом первыми гидролизуются карбонатные соединения железа (сидерит), за ними – магнезиальные карбонаты и близко к температуре +120°С с водой реагирует кальцит. Было установлено также, что примесь в этой системе магнезиальных силикатов интенсифицирует данный процесс. Большое значение имеет также генерация углекисло-сероводородных и

http://jurassic.ru/

углеводородных флюидов вследствие перестройки молекулярного состава заключенного в глинах РОВ.

Подробнее механизмы воздействия H_2O и газов на постседиментационные преобразования вмещающих пород рассмотрены в работах [Карцев, 1982; Подземные воды ..., 1985; Кривошеева и др., 1977; Махнач, 1989; Минский, 1979; Шварцев, 1975].

При всей условности приведенных расчетов они демонстрируют масштабность элизионных процессов в терригенно-глинистых формациях. Благодаря им в центральных частях ОБ возникает избыточное водно-флюидное давление. Отжимающиеся из глин флюиды мигрируют по коллекторам в направлении от центра к периферии ОБ. В случаях же маломощности или линзовидности коллекторов образуются длительно сохраняемые зоны аномально высоких пластовых давлений (АВПД). АВПД способны активизировать процессы пластового будинажа и песчаного диапиризма.

Но не во всех терригенных формациях элизионные процессы реализуются в столь явной форме. Это показал О.В.Япаскурт [1992] на примере верхоянского комплекса преимущественно морских отложений пассивной континентальной окраины. В составе позднепалеозойских и раннемезозойских формаций этого комплекса большую роль играли фации отложений дельт и глубоководных конусов выноса. Поэтому здесь не менее 1/3 общего разреза приходится на долю песчаников и еще больше на долю алевролитов. Их значение для процессов аутигенного минералообразования становится равнозначным роли глинистых пород (тогда как при описании элизионных процессов в палеобассейнах Предкавказья подчеркивалась "пассивная" роль песчаных прослоев). В верхоянском комплексе, напротив, седиментофонд большинства песчаников активно влиял на возникновение тех или иных парагенетических ассоциаций минералов в цементе в зависимости от состава кластогенных компонентов. Широкое развитие структур гравитационной коррозии обломков кварца и каркасных силикатов свидетельствует о том, что огромные количества SiO_2, как и других веществ, выделившихся в результате внутрислойного растворения минералов, перераспределились внутри самих песчаных пластов. Флюиды из глинистых образований могли при этом играть важную роль растворителя и переносчика вещества, т.е. катализатора интенсивности катагенетических процессов. В конечном итоге, выполняя стадиальный анализ минерально-структурных парагенезов, присущих песчаным породам на разных уровнях разрезов ОБ удается выявить отчетливую катагенетическую зональность, показанную в табл. 3.8.

Степень отчетливости проявления подобной зональности обуславливается не только формационным составом, но и темпами палеопогружения. Применительно к верхоянскому комплексу они были весьма велики [Япаскурт и др., 1997 а,б]. Седиментация осуществлялась со скоростью, близкой к лавинной. Последствия этого, а именно то, что влияние фациальных различий на катагенез в такой ситуации сведено к минимуму, было показано выше (в разделе о диагенезе).

Противоположная картина наблюдается в бассейнах с медленным или прерывистым погружением. В этих случаях катагенетические изменения контролируются: а) фациальной природой осадка, б) палеотектонической историей формирования внутрибассейновых структур. На роль палеотектонического фактора обратил внимание Г.А.Каледа [1985] на примере постдиагенетической (вторичной) доломитизации нижнекаменноугольных известняков Русской платформы. Было выяснено, что положительные структуры (своды, валы, склоны антеклиз) оказываются наиболее благоприятным местом для развития вторичных доломитов, а отрицательные структуры – первичных, седиментационно-диагенетических. При этом в пределах положительных структур катагенетические преобразования обломочных пород, и прежде всего растворение и регенерация зерен, начинаются на меньших глубинах, чем в отрицательных, что объясняется, по-видимому, температурным режимом и подвижностью вод. Усиление катагенетических преобразований мезозойских песчаных пород выявлено также вокруг сводов локальных положительных структур Хапчагайского вала Вилюйской синеклизы и вблизи бортов синеклизы [Япаскурт, 1992].

Объяснить все это можно активизацией инфильтрационных процессов внутри пластов-коллекторов. Данные процессы, несомненно, свойственны катагенезу погружения, но они, в отличие от элизионных, не имеют здесь доминирующего значения, а локализованы вблизи прибортовых участков впадин или вокруг осложняющих впадины положительных конседиментационных структур. Туда из депрессий выжимаются инфильтрационные горячие гидротермы, порожденные самой осадочной формацией в результате элизионных и других механизмов генерации ее собственных водных ресурсов.

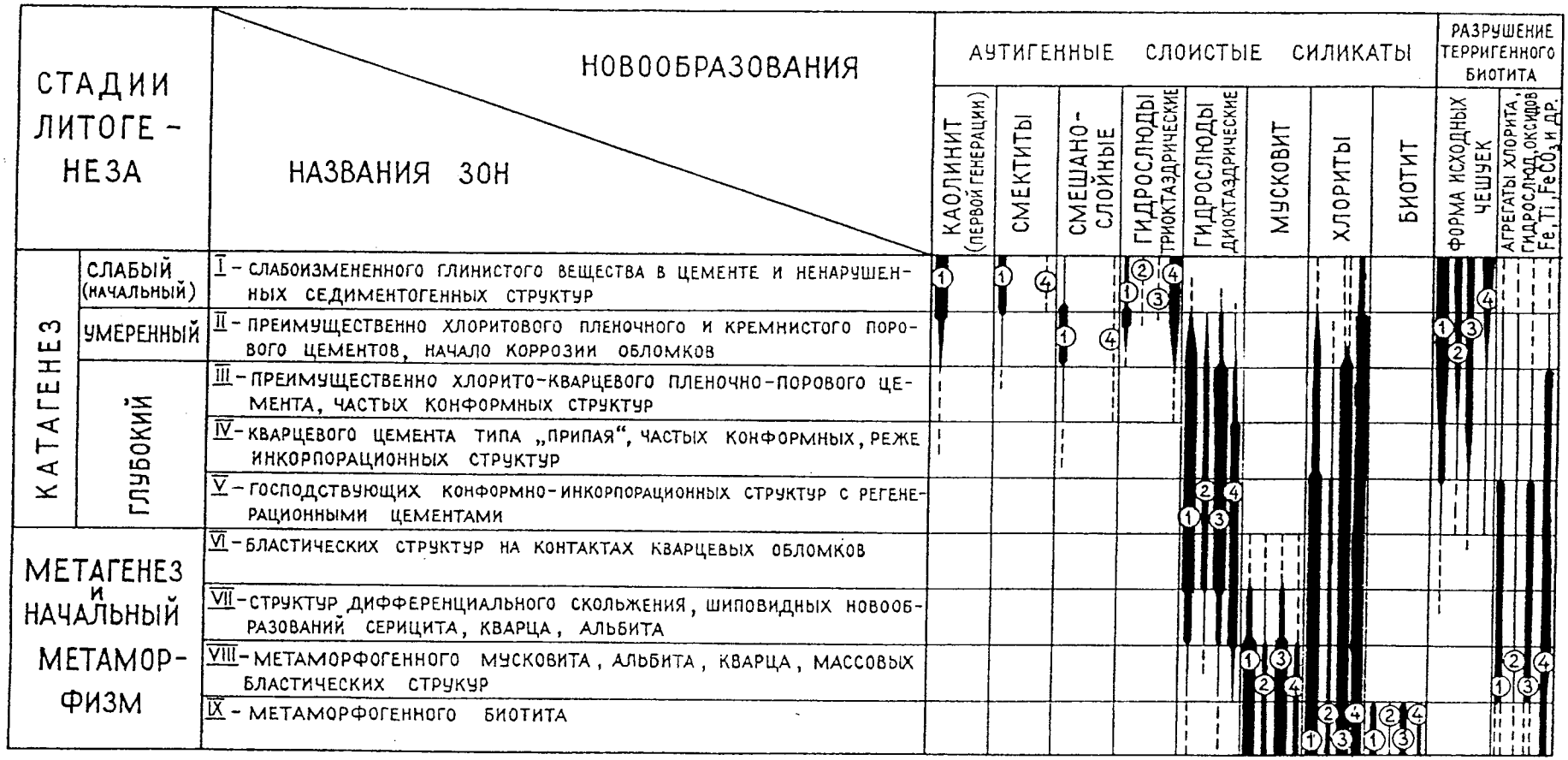
Последствием таких процессов служат: непостоянство мощности одинаковых зон катагенеза в пределах единой осадочной толщи (в разрезе и по латерали), локальные флуктуации интенсивности преобразования структур и вещественных породных компонентов и, как следствие, заметные нарушения корреляционных зависимостей между глубинной измененностью ОВ, РОВ и минерального вещества.

В обстановках особо вялого тектонического погружения отмеченные особенности катагенетической зональности проявляются еще более контрастно. Ранее было сказано, что при вялом тектоническом режиме диагенетические процессы имели завершенный характер. Это означало, что в стадию катагенеза вступали минералогически "зрелые" породы – с равновесными и близкими к равновесию соотношениями минеральных фаз. Отсюда следует, что изначально почти каждый генетический тип отложений контрастно отличался вещественным составом от соседнего типа, в результате чего

http://jurassic.ru/

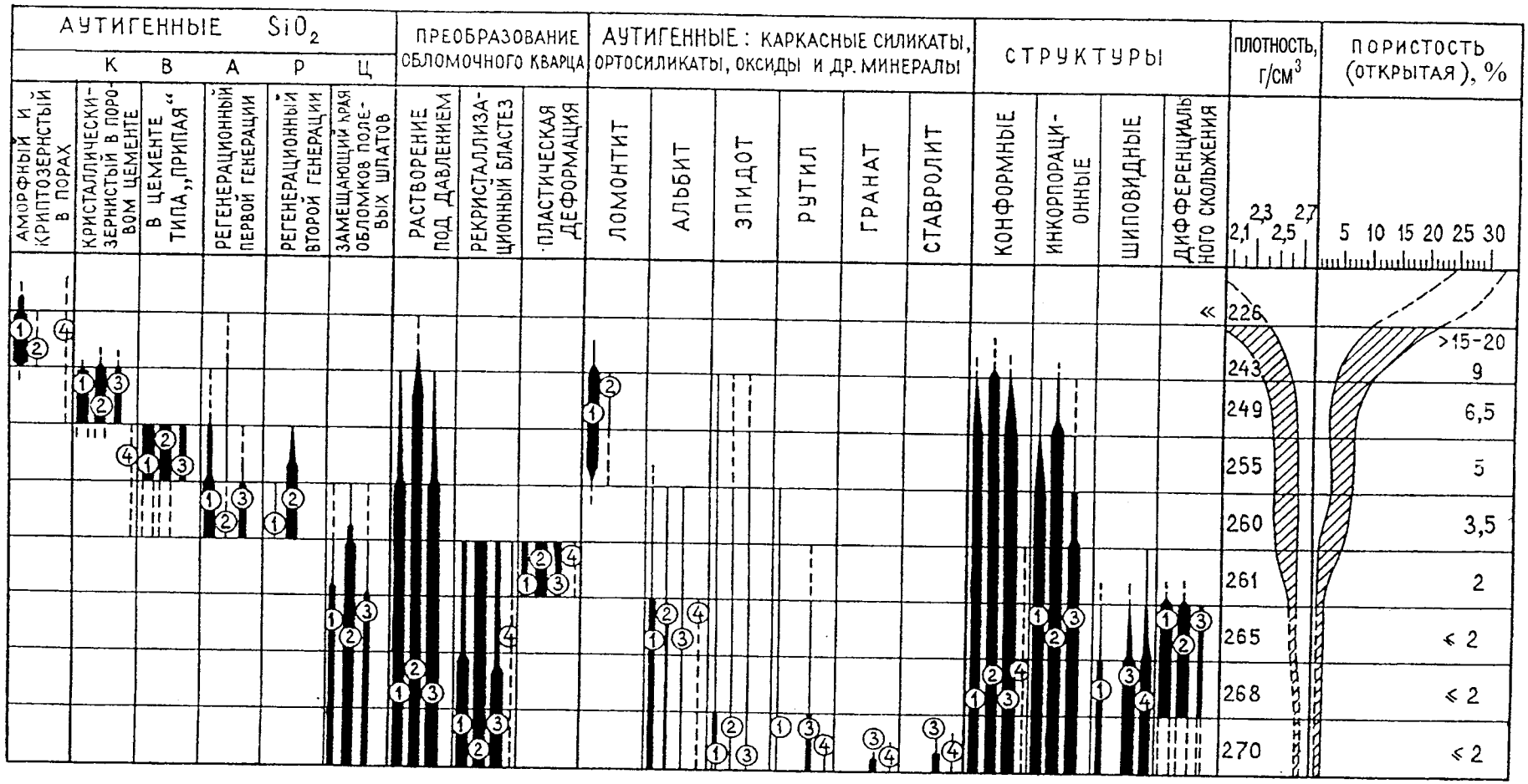
Таблица 3.8.

Зональность постдиагенетических преобразований песчаников различных фациальных типов из отложений Верхоянского комплекса [Япаскурт, 1992]



http://jurassic.ru/

Таблица 3.8. (окончание)



Толщина линии - частота встречаемости минеральных и структурных новообразований: ▮ - >> 10%, ▌ - единичные %, | - отдельные наблюдения, ¦ - предполагаемые; номером обозначена принадлежность к группе фациальных типов отложений: ① - руслового аллювия и субаэральных дельт; 2 - 4 - морских: ② - волновой группы, ③ - турбидитов, ④ - биоэлювия (ихнитолитов)

http://jurassic.ru/

на одинаковых градациях катагенеза формировались непохожие аутигенные минеральные и структурно-текстурные парагенезы.

Таким образом, влияние фациальной обстановки на этапе седиментации на последующие преобразования пород и ОВ остается ощутимым вплоть до стадии метагенеза. Конечным результатом является сложная мозаика характера измененности пород, что сильно затрудняет корреляцию и картирование одновозрастных градаций или подстадий катагенеза (например, в позднемезозойско-кайнозойских формациях ОБ Западно-Сибирской и Скифской плит). Однако с помощью комплексных стадиально-петрографических и литолого-фациальных исследований такая проблема решаема.

3.2.3. Метагенез и начальный метаморфизм

При вхождении системы в более напряженные термобарические условия (температура больше 200-250°С, и давление свыше 200 МПа) элизионный режим гидрохимических процессов глубоко погруженной осадочной формации сменяется иным - диффузионно-метасоматическим. В этих термобарических условиях литогенетические процессы становятся качественно другими.

Там, где уплотнение пород практически достигает предела и система взаимосвязанных пор исчезает, начинается господство химических реакций между минеральными частицами в твердом состоянии, в том числе активизируется диффузия ионов к границам этих частиц. В песчаниках, например, происходят массовое окварцевание либо альбитизация периферийных участков зерен полевых шпатов, полное разрушение (серицитизация, хлоритизация и др.) терригенных биотитов. Появляются ветвистые швы гидроразрывов, текстуры кливажа или сланцеватость [Галкин, 1988; 1993]. Возникают принципиально новые структуры: рекристаллизационно-грануляционного бластеза кварца, дифференциального скольжения линзовидных микроблоков из крепко сцементированных обломков и косонаправленных к их краям вростков серицитоподобной гидрослюды политипа $2M_1$ и др. [Симанович, 1978; Япаскурт, 1995]. Глинистые породы превращаются в филлитовидные сланцы [Анфимов, 1997], карбонатные породы в мраморы, угли в отощенно-спекающиеся, тощие или антрациты.

Такого рода посткатагенетические новообразования получили название метагенетических [Логвиненко, Шванов, 1973]. Одним из типичных индикаторов данной стадии на компонентном и породном уровнях исследования является развитие вторичных бластических структур на контактах минеральных частиц.

Кристаллобластез – это процесс перекристаллизации породообразующих компонентов в твердом состоянии без фазовых переходов, но при участии межкомпонентных растворов (так называемой "кристализационной среды"). Он нуждается в притоке извне энергии динамотермальной активации. Поэтому кристаллобластез характерен в основном для предметаморфических стадий литогенеза (метагенеза).

В зоне метагенеза действуют по существу метаморфогенные процессы, но происходят они в открытой системе, так как играющие важную роль в таких процессах флюиды могут относительно свободно циркулировать по системам трещин (швов флюидоразрыва, в том числе), а также вдоль кливажных швов, возникших в это же время или незадолго перед началом метабластических процессов. Возникшие на этой стадии парагенезы аутигенных минералов свойственны зеленосланцевому метаморфизму, но равновесие их в большинстве слоев все еще метастабильно [Эпигенез ..., 1971].

Здесь же следует подчеркнуть, что процессы предметаморфизма теснейшим образом связаны с процессами возникновения малых структурных форм (в том числе и с кливажированием пород), что подробно рассмотрено в работах [Галкин, 1988, 1993].

Процессы возникновения крупных тектонических дислокаций, обусловленных эндогенным прогревом обводненных толщ и инверсией плотностей метаморфизуемых пород, тоже тесно взаимосвязаны с метабластическими процессами. Модель такого процесса для случая посткатагенетического преобразования терригенных формаций разработана М.А.Гончаровым [1979, 1988]. На стадии, предшествующей региональному метаморфизму и складкообразованию, рассматриваемая формация должна иметь преимущественно глинистый состав, многокилометровую мощность (вследствие высокой скорости накопления и захоронения осадков), обладать избыточной увлажненностью. Иными словами, предварительным условием является наличие параметров, обеспечивающих активное функционирование элизионного катагенетического процесса. Естественно, что определяющим фактором для этого служит тектонический режим.

Фактором, играющим роль "пускового механизма?" является повышение температуры на глубине (подъем геоизотерм). Можно обсуждать его причину, но само существование таких термальных импульсов длительностью в несколько десятков миллионов лет, по-видимому, реально. Это доказано исследованием множества зонально метаморфизованных комплексов [Кориковский, 1995; Миллер, 1982; Япаскурт, Андреев, 1985]. Таким образом, суть модели заключается в воздействии теплового импульса на избыточно обводненную формацию, представляющую собой единую флюидно-породную систему. Подъем геоизотерм побуждает систему к изменению физического состояния, и если процесс развивается в полном объеме, то конечным его итогом, по [Гончаров, 1979, 1988], является инверсия плотности, "всплывание" нижних частей толщи и в конце концов складкообразование. И, следо-

http://jurassic.ru/

вательно, с этого момента структура прекращает свое существование как ОБ, переходя в категорию складчатой системы.

В описанной модели устанавливается не только связь метагенетических преобразований с тектоногенезом, но и обратная связь: от литогенеза и раннего метаморфизма к тектонике и структурообразованию.

Еще одним примером такого рода прямых и обратных связей служит соотношение данного процесса с флюидной фазой. Дело в том, что начальный метаморфизм (и предметаморфизм), обуславливающий инверсию плотности пород и начало складкообразования, тоже генерируют флюидный поток.

Во время адвективного "всплывания" метапороды теряют свою воду и становятся "сухими" [Гончаров, 1988]. При этом гигантские количества H_2O устремляются по швам кливажа [Галкин, 1993] и зонам трещиноватости в вышележащие формации, где метаморфогенные флюиды способны сформировать крупные водонапорные системы мощностью до нескольких километров [Подземные воды ..., 1985].

Таким образом, некоторые ОБ, став складчатыми системами (СС), истощают свои флюидные ресурсы не полностью. Метаморфизация пород в СС – процесс дискретный и многоактный, способный поставлять в смежные и более молодые ОБ очередные порции H_2O и растворенных в ней веществ и газов.Примерами могут служить складчатые сооружения фундамента молодых платформ (Скифской, Западно-Сибирской и др.), которые до сих пор еще мало исследованы в рассматриваемом здесь аспекте.

Глубина, на которой реализуются метагенетические процессы, непостоянна. Она зависит от многих факторов, в том числе: а) геотермического градиента в конкретном БП, б) особенностей режима миграции внутриформационных флюидов – переносчиков конвективного тепла, в) строения и состава выполняющих бассейн осадочных толщ (в частности, если они соленосны, то обладают хорошей теплопроводностью, обеспечивающей рассеяние эндогенного тепла и общее понижение геотермического градиента, а наличие в разрезе БП мощных пачек глин создает противоположный эффект теплового экранирования). В среднем диапазон мощностей отложений, под которыми формируется зона метагенеза, оценивают в 5-15 км [Логвиненко, Орлова, 1987].

Однако и эти цифры условны. Известно, например, что в иных БП, принадлежащих к тектонически подвижным поясам, метагенетические преобразования возникали всего в 2-4 км глубже земной поверхности. Там эти преобразования бывают приуроченными не обязательно к самым низам стратиграфического разреза осадочной толщи, но непременно локализуются в форме ареалов вокруг ослабевающих проявлений зонального метаморфизма амфиболитовой и зеленосланцевой стадий, которые в свою очередь тяготеют к определенной системе глубинных разломов, в складчатой системе. Время возникновения таких ареалов коррелируется с историко-геологическими этапами активизации тектонического режима складчатой системы [Симанович, 1978; Япаскурт, Андреев, 1985].

С вопросом метагенеза связана проблема разграничения фоновых (или первичных, называемых также по Б.А.Лебедеву [1992] "стадиальными") и наложенных (или вторичных) изменений осадочных отложений. Надежные признаки различия между ними находятся еще в состоянии разработки [Япаскурт, 1995, 2002]. Как правило, метагенетические и раннеметаморфические породные изменения (исключая контактовое ороговикование вблизи магматических плутонов) практически не известны вне дислоцированных породных компексов, поэтому их следует причислять к наложенным на катагенез образованиям динамотермальной активизации.

Подводя итог рассмотрения признаков литогенеза погружения, напомним, что можно рассматривать 3 его типа: 1 – интенсивного, 2 – вялого и 3 – прерывистого (см. табл. 3.5).

Главные признаки образований этой группы следующие. Прежде всего, это очень постепенный характер нарастания изменчивости пород и углистого вещества в разрезе сверху вниз, не всегда с явной зависимостью структурно-минеральных парагенезов от фациального типа осадка. Породы разного генезиса приобретают признаки одной и той же зоны литогенеза не одновременно (прежде всего, в ГТЛ второго типа), из-за чего интервалы переходов между соседними зонами очень нечеткие и в разрезах фациально неоднородной толщи могут достигать больших различий по мощности (в сотни метров).

Первый и второй подтипы отличаются друг от друга разными мощностями таких интервалов и разной полнотой зональности. У первого типа зональность более полная – самые глубокие преобразования пород могут соответствовать метагенезу, интервалы же перехода между соседними зонами мета- и катагенеза сравнительно маломощны (несколько десятков метров, редко 100-200 м). Для этого же типа характерна незавершенность, редуцированность диагенетической стадии, из-за чего фациальная природа осадка значительно меньше, чем во втором типе, влияет на набор конечных ассоциаций новообразованных структур и минералов в породе. Поэтому при условиии однородности петрофонда формации зональность литогенеза интенсивного погружения выражена отчетливее и легко поддается картированию на большой площади.

Третий тип (прерывистого погружения) отличается от предыдущих непостоянством мощности одинаковых зон катагенеза на площади, плавным пересечением этих зон со стратифицированными уров-

http://jurassic.ru/

нями вкрест простирания тектонической структуры (обычно зоны воздымаются по разрезу вблизи антиклиналей) и усложнениями региональной зональности локальными вторичными новообразованиями инфильтрационного катагенеза регрессивной направленности. Это приводит к отсутствию прямой коррелятивной зависимости между глубиной катагенеза пород и углистого вещества, хотя общие тенденции к росту измененности сверху вниз по разрезу всюду очевидны.

С литогенезом погружения связано возникновение газово-нефтяных месторождений и преобразование торфяников в бурые или каменные угли. С участием элизионных процессов формируются минерализованные подземные воды, в том числе рудоносные растворы (за счет компонентов, поступающих из вмещающих пород). Наиболее высокой агрессивностью обладают обогащенные сероводородом подземные воды нефтяных месторождений и рассолы. Тектонические движения, затрагивающие отдельные участки ОБ, активизируют пластовую и межпластовую циркуляцию этих подземных вод и способствуют интенсивным вторичным преобразованиям пород (последние будут рассмотрены ниже).

3.3. Литогенез динамотермальной активизации

Литогенез динамотермальной активизации рассматривается как категория постдиагенетических преобразований, представляющая собой различные сочетания литогенеза погружения и наложенных на него разномасштабных, полигенетичных породных изменений. Последние одни авторы считают разновидностью катагенетических преобразований [Холодов, 1982 а,б; Япаскурт, 1995,1999], другие противопоставляют стадиальному катагенезу и относят к проявлениям эпигенеза [Лебедев, 1992; Лукьянова, 1995]. Типизация образований данной категории находится еще в стадии разработки. Ниже будут рассмотрены наиболее характерные ее разновидности: 1 – применительно к осадочным бассейнам, испытавшим различные формы активизации тектонических движений, включая те из них, где при инверсии тектонического режима происходит воздымание глубокопогруженных осадочных комплексов (регрессивный литогенез), 2 – для пограничных зон прогибов со складчатыми системами, 3 - для аккреционных структур.

3.3.1. Литогенез в зонах активизации тектонического режима

В тектонически активных зонах ОБ наложеные процессы заметно усложняют охарактеризованные выше стадиальные преобразования, нередко являются главенствующими и во многом определяют основные текстурные особенности пород. В отличие от стадиальных преобразований, протекающих за счет внутренних ресурсов толщи осадочных пород в процессе ее погружения, наложенные изменения связываются с внедрением в породы агрессивных растворов, поступающих из внешних источников: 1) из вышележащих водоносных комплексов осадочного чехла и с земной поверхности, 2) восходящих (напорных, обычно термальных) – из глубокозалегающих осадочных толщ и пород фундамента. Первые часто именуют гипергенными или инфильтрационными, вторые - гипогенными [Тимофеев и др.,1974]. При характеристике гидротермальных преобразований пород, связанных с гипогенными растворами, будут охарактеризованы только те, в формировании которых принимали участие термальные артезианские или элизионные воды. Процессы гидротермального литогенеза, связанные с магматогенными растворами, рассмотрены в работе отдельно. Необходимо отметить, что признаки, позволяющие судить об источнике растворов, не всегда однозначны.

Важно подчеркнуть, что интенсивное проявление наложенных процессов в ОБ обычно связано с активизацией вертикальных или горизонтальных тектонических движений на их участках, где закладываются или обновляются разломы, формируются рифты, впадины, образуются антиклинали, антеклизы, валы, или иногда возникают эпиплатформенные орогены. Весьма благоприятными для характеризуемых преобразований являются площади, где происходила инверсия тектонических движений (рис. 3.10).

Активизация тектонических движений отражается на разных стадиях процессов литогенеза. В частности, поднятия или опускания участков бассейна обычно сопровождаются регрессиями или трансгрессиями, что вызывает изменение фациальных обстановок осадконакопления и соответственно сказывается на характере диагенетических процессов, в частности восстановительные условия могут сменяться окислительными, а субаквальный диагенез – субаэральным. Эти процессы влияют на изменение вещественного состава осадков, однако общие закономерности их зависимостей от характера тектонических перестроек ОБ недостаточно изучены. Гораздо более отчетливо влияние тектонического режима в ОБ отражается на процессах катагенеза, что будет рассмотрено ниже.

Тектонические движения в ОБ, как правило, сопровождаются региональной или локальной перестройкой гидрогеологического режима, резко усиливая межпластовую циркуляцию растворов. В случае значительной амплитуды поднятий происходит снижение температуры и давления, что сопровождается выносом CO_2 и других газовых компонентов. Местами может осуществляться также дополнительный привнос флюидов элизионной или магматогенной природы из более глубоких горизонтов земной коры. В результате всего это-

http://jurassic.ru/

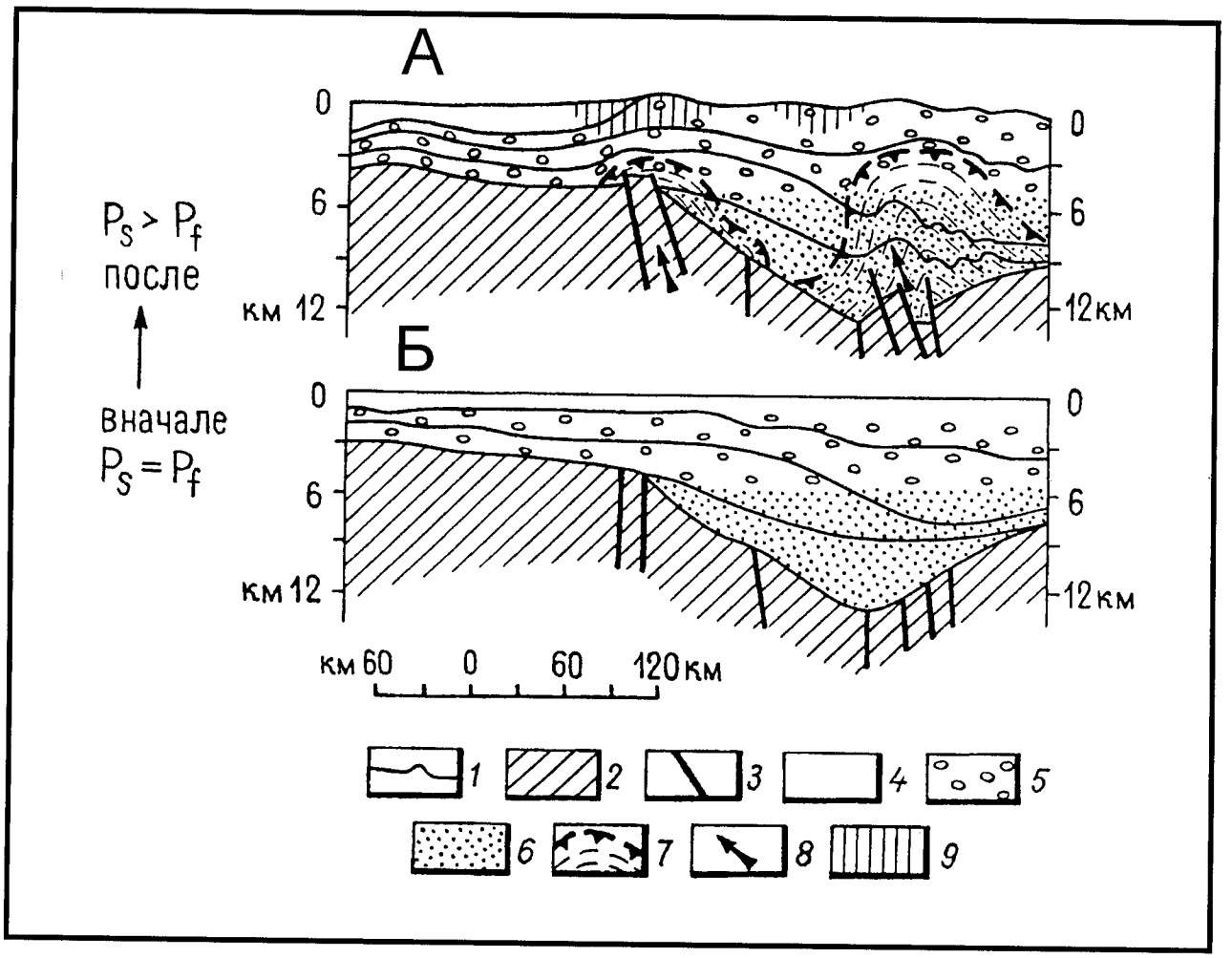


Рис. 3.10. Принципиальная схема соотношения литогенетических преобразований и метаморфических изменений осадочных комплексов, по О.В. Япаскурту [1979]

А – для этапа их погружения, Б – для одного из этапов складкообразования). 1 – границы осадочных формаций; 2 – фундамент бассейна породообразования; 3 – разломы; 4-7 – стадии литогенеза и метаморфизма: 4 – раннего катагенеза, 5 – позднего катагенеза (анхизона), 6 – метагенеза и метаморфизма погружения нерасчлененные (эпизона), 7 – то же динамотермальной активизации; 8 – эндогенные термальные импульсы; 9 – регрессивно-катагенетические, низкотемпературные изменения пород.

го нарушается химическое равновесие растворов с минеральными и органическими компонентами пород. Часть компонентов подвергается процессам коррозии или трансформации состава, другая часть испытывает перераспределение (иногда с перемещением на значительные расстояния). Формируются новые минеральные ассоциации, частично либо полностью замещающие прежние парагенезы, сформированные на стадии литогенеза погружения. Обычно они бывают развиты локально и приурочены к разнообразным геохимическим или термобарическим барьерам, возникающим на путях циркуляции нисходящих или восходящих подземных вод, главным образом, в приразломных зонах и на поднятиях.

Разнообразные наложенные процессы могут подразделяться на гипергенные или инфильтрационные и гипогенные [Тимофеев и др., 1974]. Признаки различий между ними не всегда очевидны.

Инфильтрационный катагенез. Процессы инфильтрационного катагенеза в том или ином объеме почти всегда фиксируются в артезианских бассейнах, особенно в их периферийных частях, в том числе и при литогенезе погружений (см. рис. 3.1). Вместе с тем, они резко активизируются при тектонических инверсиях, приводящих к возникновению поднятий, в результате которых пласты проницаемых пород часто становятся гидродинамически раскрытыми для поверхностных вод. В пределах континентальных блоков нередко встречаются породные бассейны инфильтрационного типа [Холодов, 1982а; Холодов, Шмариович, 1992], где эти процессы являются главенствующими. Такие бассейны возникают в условиях слабых тектонических прогибаний и обычно представляют собой относительно неглубокие (обычно до 5-6 км) впадины, где циркулируют кислородсодержащие межпластовые инфильтрацион-

http://jurassic.ru/

ные воды, которые постепенно погружаясь меняют состав и превращаются в напорные. Их разгрузка происходит в зонах тектонических нарушений центральных частей бассейнов. Важно отметить, что многие глубокопогруженные осадочные комплексы ОБ при тектонических инверсиях также нередко оказываются в зоне инфильтрационных процессов.

В некоторых ОБ циркуляция инфильтрационных вод в зонах активного и затрудненного водообмена по латерали может достигать сотни километров, а глубины (до подошвы зоны затрудненного водообмена) обычно не превышают 500-2000 м [Тимофеев, Зверев, 1991]. Наличие инфильтрационных вод установлено и в осадочных толщах, слагающих дно морей и океанов [Махнач, 1989] на значительном удалении от берегов, например, в Южно-Китайском море, впадине Сан-Мигель западнее Калифорнии, у берегов Флориды. Наибольшие глубины погружения инфильтрационных вод составляют 3-6 км в отдельных участках Терско-Каспийского прогиба и на Балтийском щите в Кольской опорной скважине [Киссин, 1985].

Иинфильтрационные воды и схемы гидрохимической зональности различны в бассейнах платформ и горно-складчатых областей [Тимофеев, Зверев, 1991]. В платформенных бассейнах основными типами вод инфильтрационных систем являются атмогенные и седиментогенные, которые по мере нисходящей циркуляции на глубинах нередко смешиваются с элизионными или местами магматогенными [Махнач, 1989]. Отмечается большое разнообразие гидрокарбонатных, сульфатных, хлоридных или смешанных растворов в зоне инфильтрации [Перельман, 1968; Шварцев, Букаты, 1985; Тимофеев, Зверев, 1991]: от пресных до рассольных и от сильно кислых до ультращелочных.

Многообразие факторов, формирующих химический состав вод в зоне инфильтрации (тип климата, характер и интенсивность процессов выветривания, присутствие залежей солей в осадочном чехле, приток морских вод и др.), нарушают обычную схему гидрохимической зональности, выделяемую в артезианских бассейнах [Гидрогеология, 1984]. Согласно этой схеме, в верхней зоне активного водообмена до глубин 50 - 250 м, (иногда до 500 м) развиты слабоминерализованные гидрокарбонатно-кальциевые воды с минерализацией до 1 г/л. В зоне затрудненного водообмена, подошва которой является нижней границей сферы влияния инфильтрационных систем, распространены солоноватые и слабо соленые воды с минерализацией 1 - 35 г/л, имеющие сульфатный или смешанный гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридный состав. В нижней зоне высокоминерализованных вод появляются хлоридные рассолы, обычно кальциевые с минерализацией от 35 до 250-300 г/л.

Однако в ряде платформенных ОБ отмеченная выше зональность не соблюдается. Например, в Западно-Сибирском, Брестском, значительной части Днепрово-Донецкого и др. бассейнах обнаружены лишь две зоны: пресных гидрокарбонатно-кальциевых и расположенных ниже хлоридно-натриевых вод. Возможной причиной отсутствия средней зоны (сульфатных вод) является выпадение из разрезов этих бассейнов сульфатных толщ. В артезианских бассейнах аридной зоны (Терско-Кумском, Апшеронском и др.) верхняя гидрохимическая зона представлена хлоридными или хлоридно-сульфатными водами, ниже находятся гидрокарбонатные воды с малой минерализацией, а еще ниже появляются соленые и рассольные хлоридно-натриевые воды. В бассейнах с мощными галогенными толщами на небольших глубинах формируются хлоридно-кальциевые рассолы, а в более нижних частях осадочного чехла их минерализация часто снижается за счет восходящего притока элизионных вод.

Инфильтрационные воды горно-складчатых областей существенно отличаются от платформенных [Тимофеев, Зверев, 1991] развитием здесь углекислых и азотных растворов с невысокой минерализацией (обычно 1 - 10 г/л, иногда до 70 г/л), что связано с их притоком из глубоких горизонтов коры и, возможно, мантии, не исключено и влияние магматизма.

Таким образом, в инфильтрационных системах развиты воды резко различные по генезису, минерализации и составу, что приводит к многообразию наложенных катагенетических процессов. Для их расшифровки потребовалось создание детальных схем гидрогеохимической зональности, учитывающих содержание в водах органического вещества, газовый состав, колебания значений pH, Eh. На этой основе А.И.Германовым [1963] были выделены два основных типа гидрогеохимической (пластовой) зональности, возникающие: 1) в породах, обладающих дефицитом первичного биологически активного органического вещества, и 2) при его избытке.

В первом случае (например, в континентальных красноцветных породах) вторичные преобразования протекают в окислительной обстановке. Циркулирующие в пластах вадозные воды медленно расходуют запас кислорода на окисление минералов и формируются две зоны вод с различными газогеохимическими характеристиками (рис. 3.11): верхняя – кислородных вод, и нижняя – бескислородных или углекисно- азотных вод.

Во втором случае возникновение различных гидрогеохимических зон и сопровождающих их минералообразуюших процессов наблюдается в пластах, обогащенных органическим веществом, что способствует возникновению восстановительных обстановок (рис. 3.12). В этом случае выделяются четыре зоны (сверху вниз): 1) кислородная, 2) бескислордных вод (углисто-азотных и азотно-углекислых), 3) углекисло-сероводородных вод, возникающих за счет бактериальной сульфатредукции и других процессов преобразования органики нефтяного ряда, 4) углеводородных вод. При отсутствии активных восстановителей (в первом случае)

http://jurassic.ru/

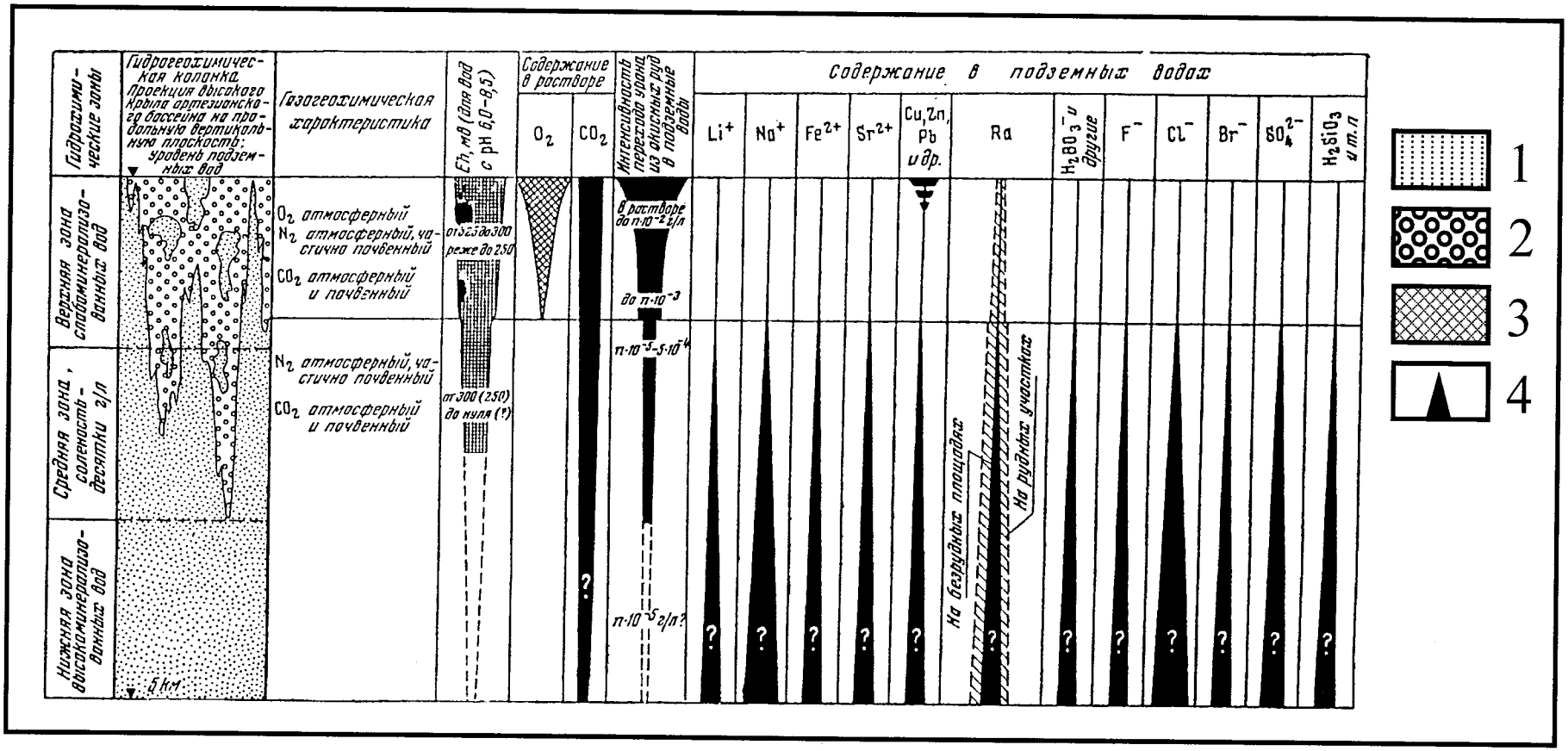


Рис. 3.11. Гидрогеохимическая зональность в горизонте пород без биологически активного органического вещества [Германов, 1963]

1-2 – состав характерных газов: 1 – N_2, CO_2; 2 – O_2; 3-4 – главные геохимические процессы: 3 – биохимическое и химическое окисление пород и поровых растворов кислородом воздушного происхождения; 4 – содержание компонентов в подземных водах вне рудных месторождений

http://jurassic.ru/

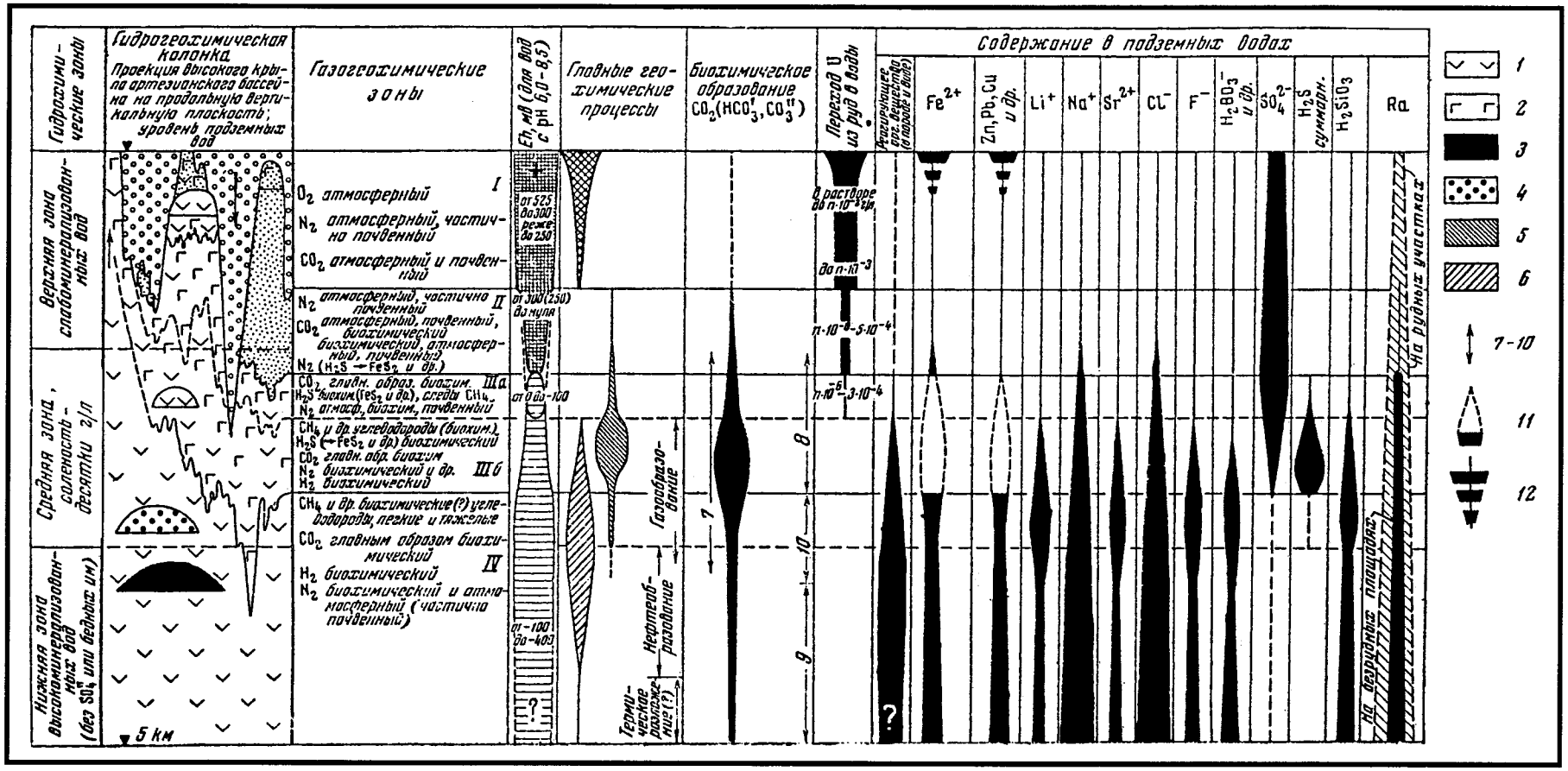


Рис.3.12. Гидрогеохимическая зональность в горизонте пород с биологически активным органическим веществом [Германов, 1963]

1-2 – состав характерных газов: 1 – CH_4 и другие углеводороды, 2 – H_2S; 3-4 – скопления: 3 – нефти, 4 – углеводородных газов; 5-6 – главные геохимические процессы: 5 – биохимическое окисление органического вещества и его продуктов (сульфатредукция, денитрификация и т.д.), 6 – биохимические изменения погребенного органического вещества - метановое, водородное брожение и т.п., глубже изотермы 70-100 ^{0}C – термическое и химическое изменение его; 7-10 – интервалы биохимического и химического образования CO_2 (HCO_3^-, CO_3^{2-}) при участии: 7 – углекислых и углекисло-метановых вод, 8 – углекисло-сероводородных и углекисло-сероводородно-метановых вод, 9 – углекисло-метановых вод, 10 – метановых вод; 11 – содержание компонентов в подземных водах вне рудных месторождений в отсутствии избыточного H_2S (израсходованного на образование FeS_2 и других сульфидов); 12 – аномальное содержание компонентов на участках окисляющихся рудных месторождений. Сплошные и пунктирные линии – границы между газохимическими зонами. Остальные условные обозначения см. рис. 3.11

http://jurassic.ru/

границы зон окисления опускаются до 1-1,5 км в равнинных районах и до 2-3 км в горных областях; в случае наличия органического вещества размер верхней зоны окисления заметно сокращается. Появление подобной гидрохимической зональности приводит к формированию вторичных сульфидов, интенсивному перераспределение карбонатов (Ca, Mg, Fe, Mn) и битумов, которые трансформируются в керитоподобные битумоиды.

Были выявлены [Кондратьева и др., 1980] существенные различия инфильтрационых катагенетических процессов в песчаных пластах в зависимости от содержания органического вещества (углистые растительные остатки, битумоиды нефтяного ряда, газообразные углеводороды), что иллюстрируется схемами (рис. 3.13). При циркуляции инфильтрационных вод в нефтяных карбонатных породах, по данным В.Н.Холодова с соавторами [1961], возникают следующие зоны: I – тяготеющая к поверхности зона вторичного окисления минералов железа с образованием гидрогетита и гематита; II – зона выноса рассеянного органического вещества (отбеливания) и формирования пирита; III – зона вторичного окремнения (кварц, халцедон), растворения вмещающих пород и формирования каверн, сутур, стилолитовых швов, а также проявлений доломитизации, пиритизации и отложения редкометальных минералов; IV и V – наиболее погруженные зоны со слабо измененными или неизмененными карбонатными породами, содержащими рассеянное органическое вещество, пирит, местами пятна битумов и скопления нефтяных углеводородов. Однако существует точка зрения [Щеточкин, 1970], согласно которой преобразования, характерные для III-V, зон связываются не с инфильтрационными, а с восходящими термальными растворами. Следует отметить, что приведенные примеры не исчерпывают всех схем гидрохимической зональности и связанных с ними минералообразующих процессов.

Итак, процессы инфильтрационного катагенеза многообразны. Они объединяются в 3 группы: окислительные, восстановительные без сероводорода (глеевые), и восстановительные сероводородные [Перельман, 1968; 1979].

В группе окислительных процессов выделяются 6 типов: 1) сернокислый – проявляется при подземном окислении пород, содержащих сульфиды; при этом обычно происходит сернокислотное выщелачивание пород, сопровождающееся их отбеливанием, разрушением смектит- гидрослюдистых минералов, полевых шпатов, слюд, формированием сульфатов железа, алюминия; 2) кислый – приводит к образованию гидрослюд, каолинита, галлуазита , нонтронита и др. глинистых минералов, а также опала , халцедона, гидроксидов железа; проявляется при каолинизации полевых шпатов, слюд, смектит-гидрослюдистых глин, ресилификации бокситов и др; 3) нейтральный карбонатный – участвует в формировании карстовых пустот в карбонатаных породах, залечивании кальцитом пор и жил и формировании цемента в песчаниках; 4) хлоридно-сульфатный – способствует возникновению соляного карста, гипсовых шляп над солями, переотложению гипса, галита мирабилита, раздоломичиванию; 5) гипсовый – приводит к образованию гипсового карста в сульфат-

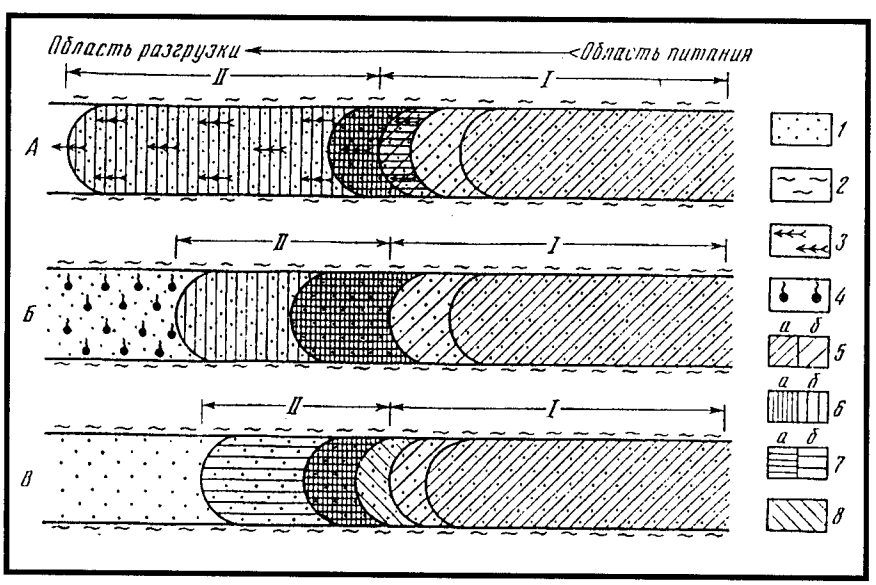


Рис. 3.13. Типы минералого -геохимической зональности в песчаных пластах артезианского бассейна, по И.А.Кондратьевой с соавторами [1980]

А – в породах с углекислым органическим веществом; Б – с битумоидным органическим веществом; В – с газообразными восстановителями. I, II – зоны окисления: I – аэробного; II – анаэробного. 1 – водопроницаемые породы; 2 – водоупоры; 3 – углефицированные растительные остатки; 4 – битумоидное органическое вещество нефтяного ряда; 5 – лимонитизация (а – интенсивная, б – слабая); 6 – сульфидная минерализация (а – интенсивная, б – слабая); 7 – редкометальное оруденение; 8 – безрудные обеленные породы

http://jurassic.ru/

ных породах, возникновению вторичных гипса и целестина; 6) содовый – отмеченный в нижнепермских отложениях Джезказгана, где предполагается циркуляция содовых вод, вероятно участвующих в появлении псевдоморфоз кальцита по гипсу и родуситовой минерализации; вероятно, также участие подобных вод в формировании ряда промышленных тел меденосных песчаников Казахстана, Киргизии и Донбасса, как показано в публикациях [Габлина, 1983 и др.].

Группа восстановительных глеевых (без сероводорода) процессов включает 5 типов: 1) бескарбонатный глеевый – происходит при циркуляции в породах (лишенных карбонатов) слабо кислых или нейтральных вод и приводит к восстановлению и выносу соединений окисного железа, возникновению сизых, белых или пестрых окрасок, сопровождается возникновением железистого цемента в песчаниках и местами глеевой каолинизацией; характерен для бескарбонатных красноцветных формаций, черных углеродистых сланцев; 2) карбонатный глеевый – возникает при циркуляции в терригенных карбонатных породах (нередко красноцветных), а также известняках и доломитах нейтральных и слабощелочных вод; сопровождается восстановлением и выносом соединений железа , перераспределением карбонатов Са, возникновением вторичного сидеритоа, анкерита, кальцита и др; 3) соленосно-глеевый – проявляется в соленосных толщах, сопровождается озеленением пород в местах циркуляции соленых вод; 4) гипсовый глеевый – встречается в гипсоносных толщах, способствует озеленению пород в местах циркуляции вод, иногда приводит к замещению карбонатов гипсом в цементе песчаников; 5) содовый глеевый – связан со щелочными бескислородными водами и сопровождается возникновением палыгорскита, а также в ряде случаев скоплений давсонита и волконскоита.

Группа восстановительных сероводородных процессов состоит их двух типов: 1) соленосно-сульфидный – связывается с проникновением в породы соленых вод, вызывающих их озеленение и формирование пирита, а также огипсование или засолонение; 2) содовый сероводородный – характерен для преобразований битуминозных известняков щелочными растворами, возникающими при разрушении нефтяных месторождений; способствует озеленению пород, формированию пирита и кальцита.

Связанные с инфильтрационными водами катагенетические процессы и соответствующие им минеральные продукты могут постепенно сменять друг друга через ряд переходных зон (например, при медленном увеличении минерализации и солености вод с глубиной), или данные изменения осуществляются быстро на границе разных типов катагенетических процессов, где возникают различные геохимические барьеры [Перельман, 1968, 1979].

Инфильтрационный катагенез карбонатных отложений рассмотрен многими авторами [Чилингар и др., 1971; Лидер, 1986; Махнач, 1989; Bathurst, 1975 и др.]. Преобразования известковистых или доломитовых исходных пород контролируются генезисом и составом вод (атмогенных или талассогенных), участвующих в их преобразовании. В частности, в области циркуляции пресных атмогенных вод в карбонатных отложениях широко проявлены процессы вторичной кальцитизации, рассмотренные на примере среднедевонских отложений в северных и центральных районах Белоруссии [Махнач, 1989]. Вторичный кальцит заполняет и инкрустирует здесь поры и каверны выщелачивания в известняках и доломитах, а также слагает цемент оолитовых и песчаных пород.

Известны многие примеры вторичных изменений четвертичных рифов Карибской островной дуги, Бермудских островов, побережий Красного и Средиземного морей и др., где они возвышаются над уровнем моря и преобразуются вадозными или фреатическими водами [Махнач, 1989]. В диагенетическом цементе пород (с игольчато-волокнистой текстурой) в самой верхней части разреза доминируют метастабильные карбонаты, которые ниже превращены вторичными процессами в стабильный низкомагнезиальный кальцит, формирующий спаритовый (крупнокристаллический) цемент. В вадозной зоне масштабы формирования вторичного кальцитового цемента (преимущественно менискового и микросталактитового) невелики. Нижележащая фреатическая зона является областью интенсивного заполнения пор и пустот кальцитом (с друзовой или спаритовой текстурой).

Катагенетические преобразования инфильтрационными пресными водами нижнемеловых карбонатных пород (толщи Эдвардс в Южном Техасе) сопровождаются перекристаллизацией пелитоморфно-тонкозернистого материала с формированием крупнокристаллического кальцитового цемента, а также процессами доломитизации [Longman, Mench, 1978]

Многие публикации посвящены формированию в зоне инфильтрации катагенетических доломитов; обобщающие сведения по данному вопросу содержатся в монографии А.А.Махнача [1989]. На примере исследований девонских отложений Припятского прогиба этот автор отмечает, что отличительной чертой вторичных доломитов, сравнительно с их седиментационными пелитоморфными разностями, является неоднородно-пятнистые формы выделения, раскристаллизованность пород, иногда возникновение сахаровидного их облика.

Примеры “пассивной доломитизации”, или накопления остаточных доломитов при растворении известковисто-магнезиальных пород, рассмотрены в публикациях Н.М.Страхова, Г.А.Каледы, С.С.Виноградова, В.Н.Холодова и др. При этом в зонах циркуляции пресных атмогенных вод осуществляется преобладающее растворение кальцита в породах смешанного состава; на этот процесс оказывают важное влияние размер и

http://jurassic.ru/

совершенство кристаллов карбонатных минералов. Одной из форм характеризуемого процесса является образование "доломитовой муки". Разные мнения по поводу путей ее возникновения рассмотрены В.Г.Махлаевым [1964]. Одни геологи связывают появление подобной "муки" с избирательным выщелачиванием из доломитов нередко присутствующих в них кальцита и гипса; по мнению В.Г.Махлаева и других авторов, ее появление обусловлено дезинтеграцией самого доломита. Отмечаются следующие обстановки преобразований карбонатных пород и возникновения муки [Сафронова, 1985]: 1) в зоне аэрации с вертикальной нисходящей фильтрацией вод , 2) вдоль путей горизонтальной межпластовой их циркуляции и 3) при карстообразовании.

Широко проявлены процессы катагенетической доломитизации известковистых отложений в зонах смешения атмогенных и талассогенных вод. В частности данный процесс характерен для положительных тектонических структур – антеклиз, сводов, валов, рифов [Махнач, 1989]. В качестве примера приведены [Badiozamani, 1973] среднеордовикские доломиты (пачка Миффлин), развитые на Висконском своде южного выступа Канадского щита, которые на крыльях структуры фациально замещаются известняками (рис. 3.14.). Первичное накопление известковистых осадков происходило здесь в мелководном морском бассейне нормальной солености. В разрезе отсутствуют индикаторы, указывающие на накопление осадков в сильно соленых водах (гипсы, эвапориты, и др.); доломиты пачки Миффлин существенно обеднены стронцием и натрием сравнительно с современными доломитами, сформировавшимися в сильно соленых растворах. Поэтому вторичная доломитизация пород в приподнятой части свода связывается с проникновением сюда инфильтрационных вод.

Катагенетическая доломитизация известняков нередко бывает приурочена к бортовым частям осадочных бассейнов, где связывается с этапами регрессий, также благоприятствующим притоку пресных инфильтрационных вод. Например, в разрезах раннего - среднего палеозоя Большого Бассейна (Невада) широко развиты карбонатные отложения, испытавшие вторичную доломитизацию, накопление которых осуществлялось в морских водах нормальной солености [Dunham, Olson, 1978]. В пользу подобных обстановок свидетельствуют наличие в породах доломитизированных остатков фауны (кораллов, остракод, брахиопод, мшанок, иглокожих и др.), отсутствие эвапоритов и других индикаторов существования сильно соленых морских вод. Выявлена закономерная смена пород по латерали (рис. 3.15.), которые на западе и в центральной части бассейна (в фациях глубоководного моря) сохранили свой первичный известковистый состав, а на востоке (в фациях мелководного моря и приливной равнины) заместились вторичными доломитами. Таким образом, про-

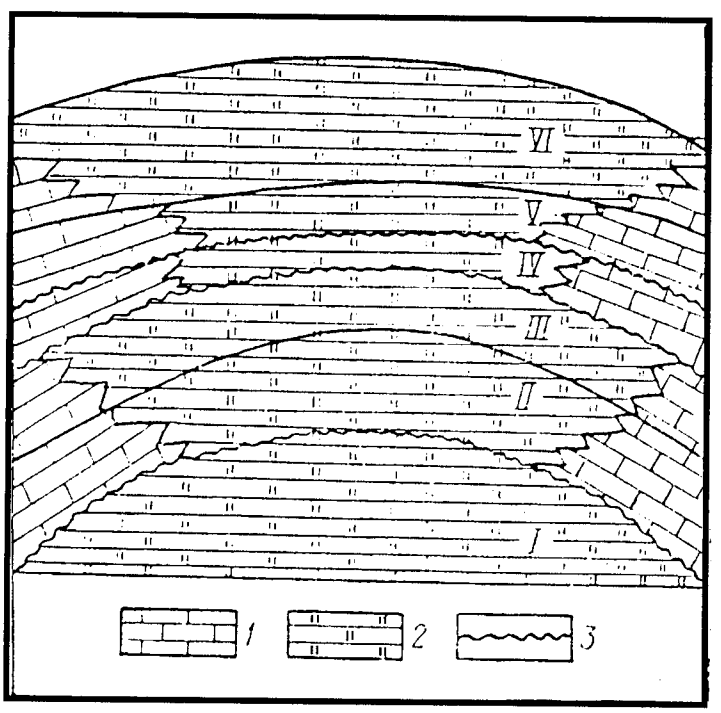


Рис. 3.14. Схема распределения доломитовых среднеордовикских пород в юго-западной части Висконсина [Badiozamani, 1973]

1 – известняк, 2 – доломит, 3 – уровень смещения границы известняк-доломит, трассирующий положение инфильтрационной палеосистемы; I – VI – пачки формации Платтевиль: I – Пекатоника, II – Миффлин, III – Магнолия, IV – Кьюмбис-Милл, V – пачка Гуттенберг формации Декора, VI – формация Галена

http://Jurassic.ru/

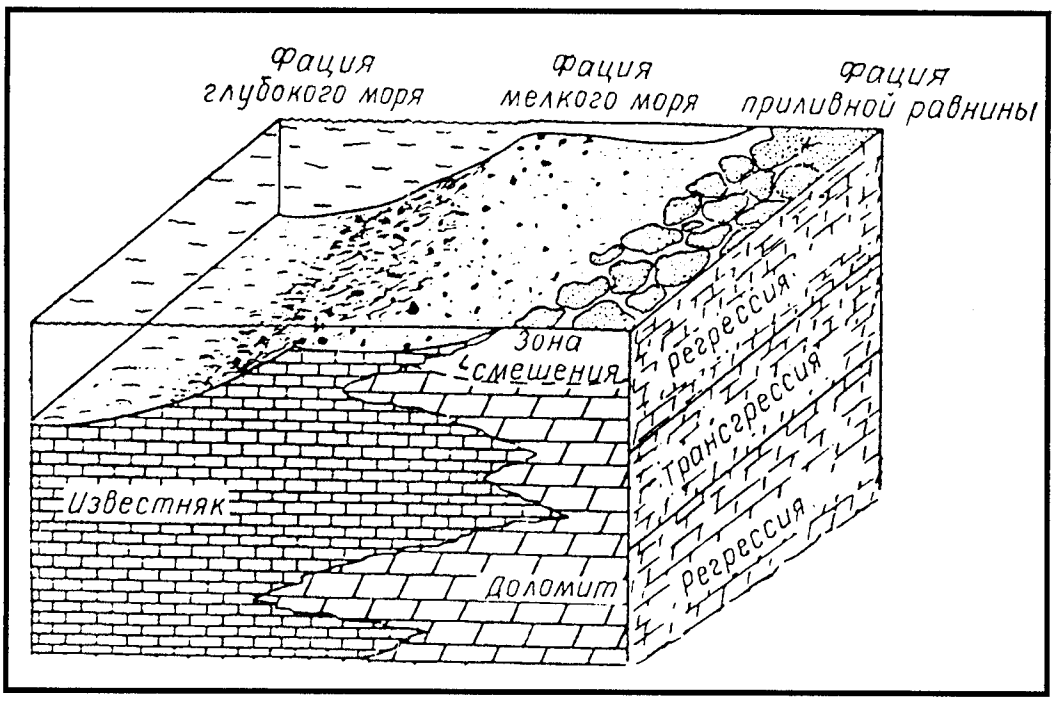


Рис. 3.15. Генерализованная блок-диаграмма строения и развития нижне-среднепалеозойских карбонатных отложений Большого Басейна [Dunham, Olson, 1978]
Вертикальный масштаб – десятки-сотни метров

цессы вторичной доломитизации проявились здесь лишь в восточной, приближенной к берегу мелководной части бассейна, где, по мнению автора, во время регрессий активизировался приток инфильтрационных вод; в западной его глубоководной части (с талассогенными подземными водами) известняки остались неизмененными.

Установлена приуроченность ряда вторичных доломитов к поверхностям субаэральных перерывов, что также позволяет предположить участие инфильтрационных вод в их формировании. Это иллюстрируется на примере триасовых, силурийско-девонских и ордовик-силурийских карбонатных толщ Большого Бассейна [Nichols, Silberling, 1980], в которых возникновение катагенетических сахаровидных доломитов связывается с субаэральными перерывами (обозначенными в разрезах силькретами).

Схема перераспределения доломита подземными водами с последующей вторичной доломитизацией пород, разработанная на примере вендско-кембрийских фосфоритоносных отложений Кок-Джонского месторождения, расположенного в складчатом поясе Малого Каратау (рис 3.16 А) [Холодов и др., 1980], вероятно, также может быть привлечена для объяснения причин появления магнезиальных пород в прибортовых частях осадочных бассейнов. Считается , что на характеризуемом объекте в области питания происходит растворение седиментационно-диагенетических доломитов инфильтрационными водами с последующей миграцией и переотложением вещества в местах разгрузки. Здесь, в области питания (участок Арал-Тюбе) , в верхней части разреза развиты наиболее высококачественные фосфориты (содержащие небольшую примесь кальцита); минералы железа представлены лишь гидроксидами. В области разгрузки вод (участок Кис-Тас , удаленный на 70 км от участка Арал-Тюбе) количество карбонатов в фосфоритах заметно возрастает, причем в их составе присутствует лишь доломит, который цементирует фосфатные зерна и метасоматически замещает их. Соединения железа представлены здесь пиритом. Приводятся доказательства изменения минерализации и химического состава подземных вод от области питания к области разгрузки (рис. 3.16 Б). В них соответственно увеличиваются минерализация от 300 до 800 мг/л и значения pH от 6,6-7.0 до 8,2, возрастает роль сульфат-йона.

При решении вопроса об источниках магния, необходимого для процессов катагенетической доломитизации известняков в инфильтрационных системах, допускается возможность привноса этого компонента растворами из других толщ (где он извлекается из доломитов, магнезитов или магнизиальных кальцитов), а также из морских и подземных вод [Махнач, 1989]. В последнем случае анализируются два возможных варианта. В первом варианте (рис. 3.17 А) рассматриваются островные и береговые участки бассейна с наличием в разрезе гидрогеологических зон (сверху вниз): а) вадозной, б) пресноводной линзы, в) области смешения талассогенных и атмогенных вод. При этом, как показано на рисунке, может осуществляться латераль-

http://jurassic.ru/

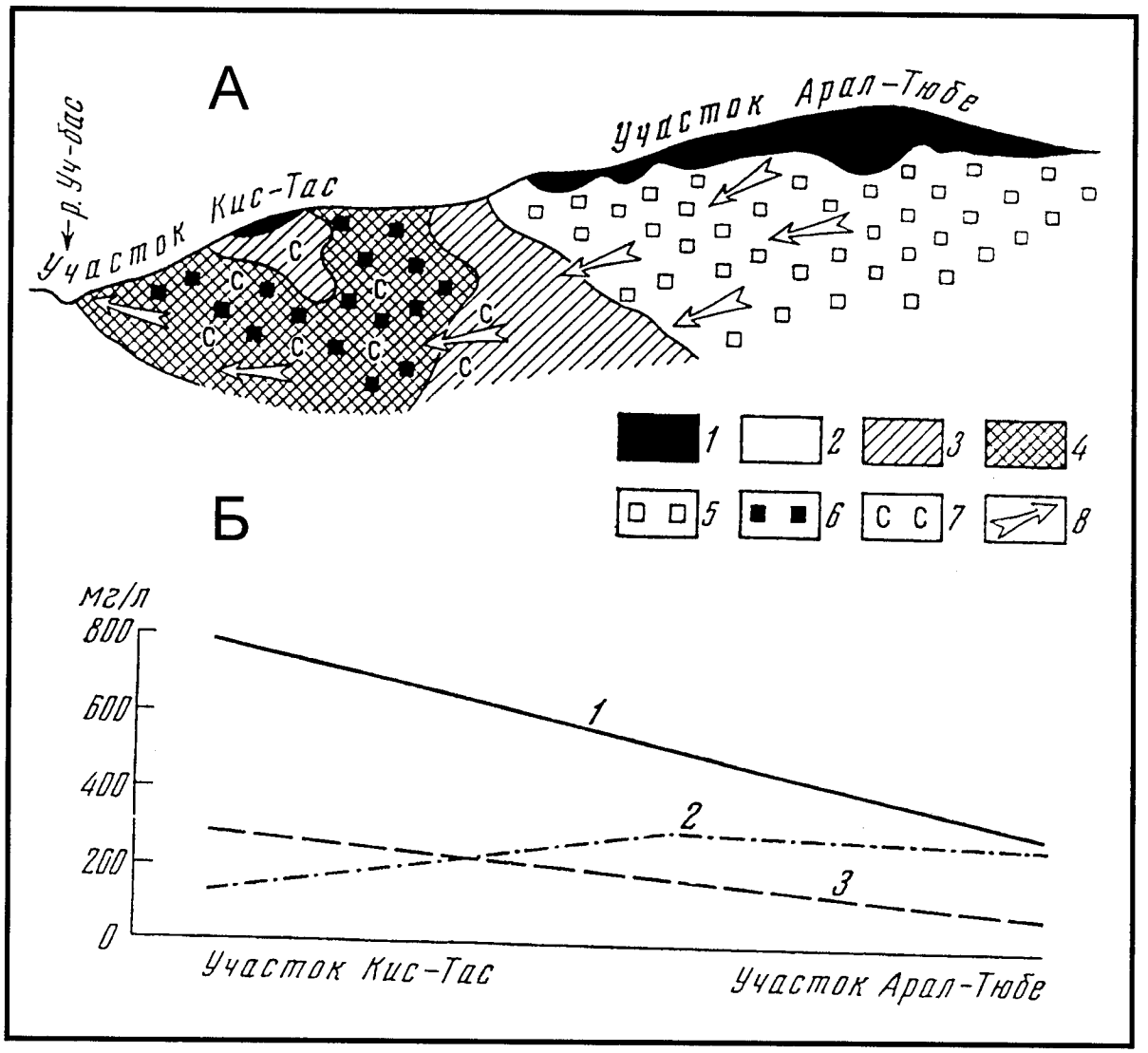


Рис. 3.16. Минералого-геохимическая зональность фосфоритоносных отложений и пластовых вод района Кара-Тау (Казахстан), по В.Н.Холодову с соавторами [1980]

А –схема изменения химико-минералогического состава фосфоритового горизонта в направлении движения пластовых вод в районе Малого Кара-Тау: 1 – участки пласта, обогащенные фосфатным материалом, 2 – рельеф участка, 3 – слабая карбонатизация фосфоритов, 4 – интенсивная карбонатизация фосфоритов, 5 – область развития гидроксидов железа, 6 – область развития пирита, 7 – область распространения органического вещества, 8 – направление движения подземных вод; Б – схема изменения состава подземных вод в направлении от области питания к области разгрузки: 1 – общая минерализация, 2 – содержание HCO_3^-, 3 – содержание SO_4^{2-}

но-вертикальное диффузионное перемещение магния морской воды к подошве пресноводной линзы. Во втором варианте (рис. 3.17 Б) рассматриваются прибрежные и удаленные (иногда значительно) от побережья участки моря с талассогенными и межпластовыми атмогенными водами (поступающими из областей питания суши), которые разделяют зону смешения вод на две части. В верхней происходит нисходящая диффузия магния из морских вод, а в нижнюю он поступает в местах разгрузки восходящих элизионных растворов.

Казалось бы парадоксальный вывод об образовании доломита из разбавленных инфильтрационных растворов (значительно менее магнезиальных по сравнению с нормально-морской средой, где доломит не возникает), имеет объяснение [Махнач, 1989]. Прежде всего отмечается, что кристаллы доломита состоят из чередования карбонатных слоев с ионами магния и кальция, обладают смешанослойной структурой и сравнительно высокой степенью упорядоченности. Поэтому для их возникновения благоприятна медленная кристаллизация и бедность среды посторонними ионами, что характерно для разбавленных инфильтрационных растворов. Однако более важным является тот факт, что при разбавлении морской воды пресной общая минерализация раствора падает гораздо быстрее, чем величина отношения Mg/ Ca, которая остается > 1, что до-

http://jurassic.ru/

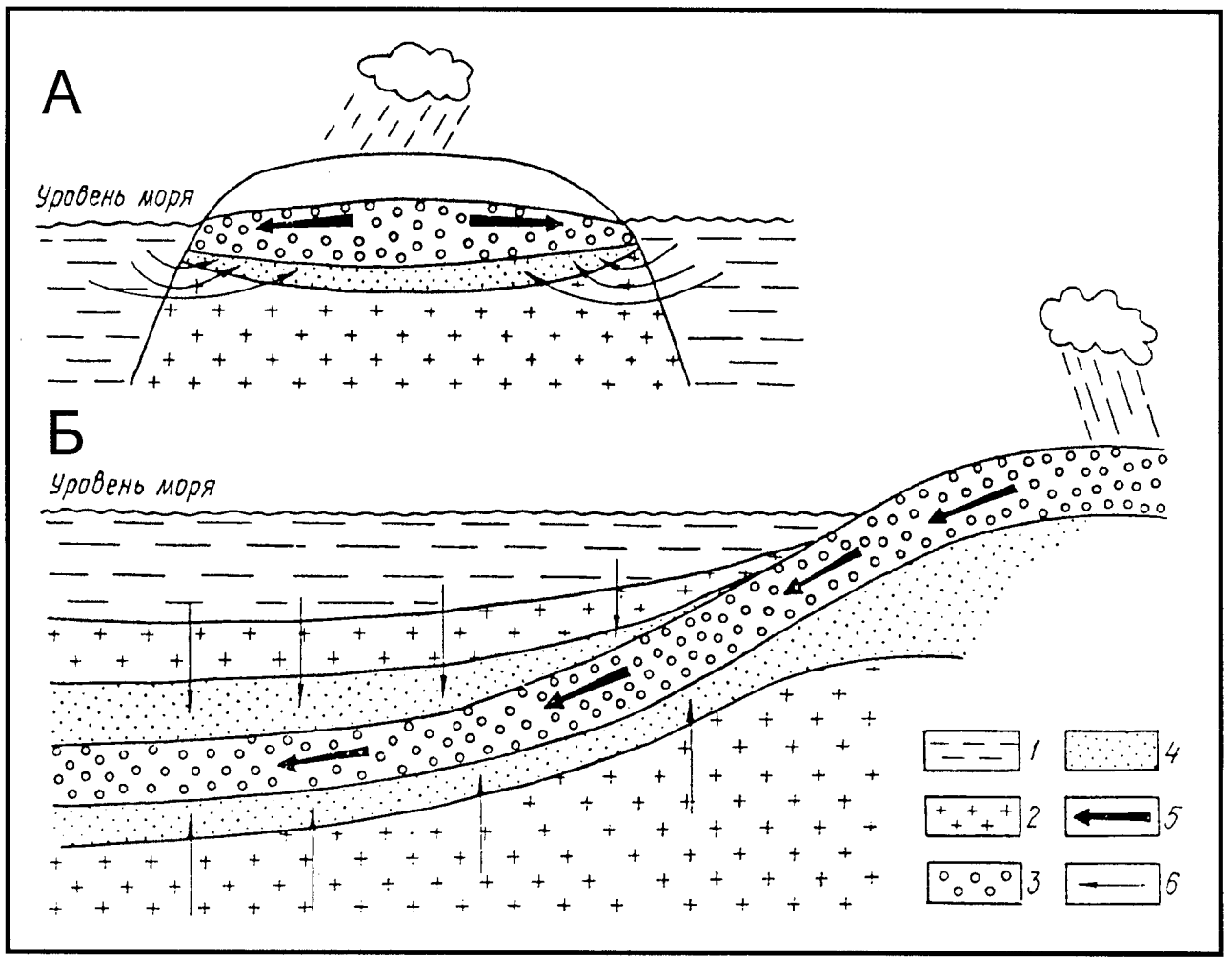


Рис. 3.17. Механизм мобилизации Mg в зоне смешения талассогенных и атмогенных вод в субаэральной (островной) (А) и субмаринной (Б) обстановках [Махнач, 1989]
1 – наддонная морская вода, 2 – захороненная талассогенная вода, 3 – горизонт пресных атмогенных вод, 4 – зона смешения, 5 – направление движения пресной воды, 6 – направление насасывания Mg

пускает доломитизацию вплоть до весьма значительного разбавления морской воды. Установлено, что при содержаниях пресной воды 50 %, 85% и 95 % значения отношения данных компонентов соответственно составляют 4,6, 3,4 и 1,6 , что не препятствует доломитообразованию. В случае роста солености предпочтительнее становится кристаллизация кальцита и арагонита и благоприятные обстановки для доломитообразования вновь наступают лишь в рассолах, где значения отношения Mg/Ca превышают 5-10 : 1.

Обычно считается, что карстообразование в карбонатных породах и заполнение обломочно-хемогенным материалом карстовых пор, каверн, трещин и полостей является следствием поверхностных процессов выветривания и накопления продуктов ближайшего переотложения элювия [Изучение и картирование...., 1995 и др.], что в большинстве случаев справедливо. В то же время карстообразование и образование кальматитов на значительных глубинах (от первых сотен метров до 3-4 км) геологи справедливо связывают с процессами эпигенеза или катагенеза [Соколов, 1962; Цыкин, 1985; Карст...., 1992]. При этом отмечается, что карстовые процессы могут протекать здесь в зонах активного, затрудненного водобмена и достигать зоны застойных вод. Однако при росте глубин размер карстовых полостей обычно уменьшается и интенсивность процессов карстообразования снижается. Одновременно меняется и тип вод – уменьшается роль инфильтрационных растворов и возрастает роль элизионных вод. Тем не менее, нельзя недооценивать и роль глубинных процессов карстообразования. Относительно крупные полости карста встречаются и на значительных глубинах: около 1,5 км (с поперечником 6 м) в Кизиловском бассейне, на глубине 2340 м (при высоте 41 м) в Волго-Уральской провинции[Кутырев и др., 1989]. Отмечается, что глубинные процессы карстообразования могут значительно улучшать коллекторские свойства карбонатных пород, что способствует формированию крупных месторожде-

http://jurassic.ru/

ний нефти и газа [Максимович, Быков, 1978, Цыкин, 1985].

Преобразования соленосных отложений инфильтрационными водами рассматривается нами, вслед за В.Н.Холодовым [1982 а], в рамках *гравитационно-рассольного катагенеза*. Эти же явления А.А. Махнач [1981, 1989] предлагает именовать галокатагенезом. Отмечается, что рассолы, возникающие в процессе растворения солей, обладают высокой агрессивностью по отношению к вмещающим породам, имеют широкое распространение и активно участвуют в процессах катагенеза [Богашова, 1985, 1990; Махнач, 1982]. Высокая оценка значимости характеризуемых процессов подтверждается данными, свидетельствующими о том, что площадь развития солей на континентальном блоке (контролирующих возникновение рассолов в осадочных бассейнах) составляет 34 % [Валяшко, 1977]. Причем эта цифра не учитывает гипсово-ангидритовые отложения.

В настоящее время господствует точка зрения, согласно которой хлоридные рассолы подземных вод являются рапой солеродных бассейнов, отделившейся от солей, и испытавшей перемещение и трансформацию химического состава [Валяшко, 1963; Холодов, 1982а]. Известно, что морская вода в аридном климате при испарении и выпадении твердых солей будет приближаться по составу к хлормагниевым рассолам. Отмечаются следующие концентрации солей в морской воде, входящей в состав маточных рассолов при накоплении отложений: гипсово-карбонатных – 175-324 г/л, галитовых – 324-418 г/л, карналлитовых – 457-419 г/л. Установлены большие объемы маточных рассолов, захоронящихся вместе с твердыми солями. Например, накопление 1 км^3 галита сопровождается захоронением 2 км^3 маточных рассолов.

При погружении соленосных толщ после перекрытия их карбонатными или терригенными отложениями в зоне затрудненного водообмена допускается гравитационное сквозьпластовое вертикальное движение вод различной плотности: перемещение тяжелых растворов вниз, а легких, слабоминерализованных – вверх. При этом в подземных водах солеродных осадочных бассейнов возникают рассолы с минерализацией 140-500 до 700 г/л; в то время как в бассейнах, не содержащих солей (в том числе и в океанических бассейнах), рассолы отсутствуют, а значения минерализации подземных вод не поднимаются выше 40-80 г/л [Махнач, 1981; Тимофеев Зверев, 1991].

Одновременно, преимущественно в подсолевых отложениях, осуществляются реакции маточных рассолов с вмещающими породами и их состав меняется. В условиях повышенных температур растворы теряют сульфаты магния, обогащаются ионами кальция, в результате чего образуются хлоркальциевые рассолы. Индикаторами вторичных процессов служат новообразованные магнезиальные карбонаты и силикаты: доломит, Mg-смектит, Mg-хлорит, минералы группы корренсита (Mg-хлорит-вермикулит), Fe-иллит, тальк, серпентин, палыгорскит и сепиолит [Холодов,1982а].

В бассейнах, содержащих залежи солей, возникают надсолевая, межсолевая и подсолевая зоны катагенетических преобразований, мощность которых составляет десятки и сотни метров (рис. 3.18). Сопровождающие соленакопление проявления процессов гравитационно-рассольного катагенеза установлены в различных по возрасту морских или континентальных отложениях от кембрия до неогена. С той или иной детальностью они охарактеризованы, например, в отложениях кембрия и протерозоя Иркутского амфитектра, ордовика формации Виннипег (Канада), силура формации Салина (США), девона Припятского прогиба, девона и карбона Днепрово-Донецкой впадины , карбона и перми Прикаспийской впадины, триаса на севере ФРГ, келловей-оксфорда на востоке Туркмении, палеогена Предкарпатского прогиба, неогена Польши, и многих других [Махнач, 1982,1989].

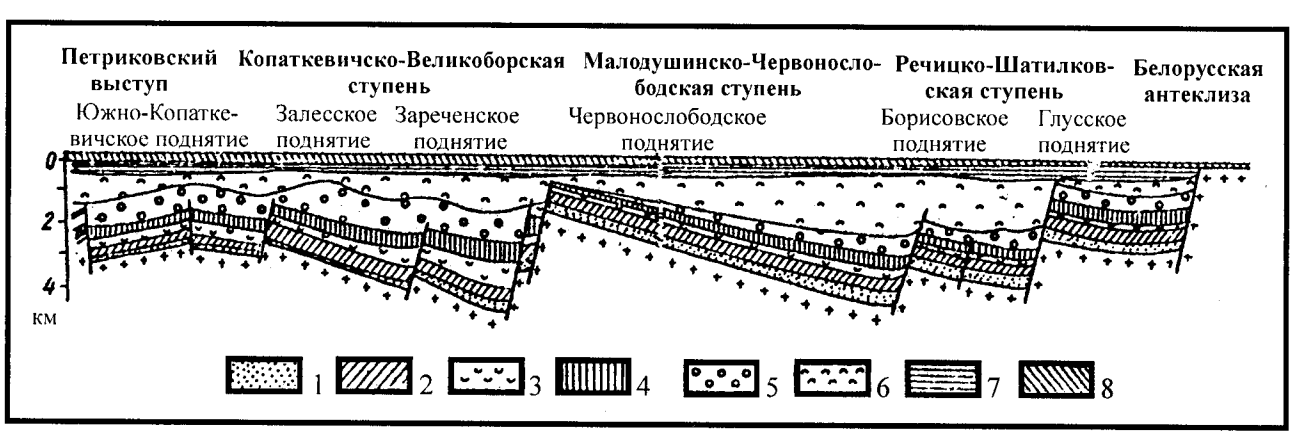


Рис. 3.18. Геологический разрез Припятского прогиба по линии Копаткевичи- Глуск [Махнач, 1989]

1-8 – отложения: 1 – верхнепротерозойские, 2 – подсолевые девонские, 3 – нижнесолевые, 4 – межсолевые, 5 – галитовой подтолщи верхнесолевого комплекса, 6 – калиеносной подтолщи верхнесолевого комплекса, надсолевые девонско-нижнепермские, 8 – мезозойские и кайнозойские

http://jurassic.ru/

Многообразие различных форм преобразований минерального вещества процессами гравитационно-рассольного катагенеза (наложенных на породы, испытавшие воздействие регионального катагенеза погружения) наиболее полно раскрыто А.А.Махначем [1980,1989] на примере девонских отложений Припятского прогиба с привлечением данных по другим регионам. Особенно масштабны изменения пород в подсолевой зоне. Приводятся примеры, свидетельствующие, что данная зона, где осуществляется нисходящая циркуляция рассолов, имеет мощность в сотни метров и нередко простирается вплоть до подошвы осадочного чехла, а иногда захватывает и верхнюю часть фундамента [Богашова, 1990] . В частности отмечается, что на северо-востоке Московского басссейна под девонскими соленосными толщами нижняя часть зоны циркуляции рассолов с минерализацией около 220 г/кг ограничивается археем, в Предуральском погибе под пермскими эвапоритами (при минерализации 150-268 г/кг) – протерозоем, в Припятско-Днепрово-Донецком под карбоновыми солями (при минерализации 235-373 г/кг) – протерозоем и т.д. Доказательством нисходящей циркуляции рассолов под эвапоритовыми отложениями служит проявление вторичных процесов огипсования или галитизации терригенных пород, доломитизация карбонатных отложений, а также возникновение магнезиальных силикатов. С учетом вышеприведенных данных, катагенетические преобразования пород подсолевыми рассолами иногда оцениваются как явления глобальные [Махнач, 1982]). Возникающие в этой зоне вторичные минералы цементируют обломочные зерна, выполняют поры, пустоты и трещинки в терригенных или карбонатных породах, а некоторые метасоматически замещают последние. Например, доломит может иметь как метасоматическую природу, так и цементировать обломки или заполнять пустоты и поры; гипс встречается в форме цемента, образует желваки, гнезда, заполняет поры, проникает в центр карбонатных оолитов; ангидрит заполняет поровое пространство, формирует цемент, образует желваки и метасоматически замещает карбонаты; галит залечивает каверны и поры, образует цемент, выполняет трещинки, стилолитовые швы; ангидрит локализуется в порах, кавернах, трещинках, цементирует обломки, образует оолитовую матрицу.

Формирование надэвапоритовых и околоэвапоритовых продуктов катагенеза сопровождается процессами выщелачивания кровли солей, протекающими в зоне смешения талассогенных и атмогенных вод. При этом, наряду с выщелачиванием галогенно-гипсоносных пород и местами возникновением карста, часто происходит растворение менее устойчивых минералов и накопление более устойчивых [Кореневский, 1956; Писарчик, 1958]. Установлен следующий порядок последовательного растворения минералов в галогенно-гипсово-карбонатной толще (обратный седиментационной последовательности их образования): калийные и магнезиальные соли, каменная соль, ангидрит, гипс, доломит. Таким образом, последовательно происходит рассолонение , десульфатизация и частичное раздоломичивание пород. Например, в кровле карналлитовых солей активно проявлены процессы их сильвинитизации [Ходьков, 1956]. Для Ангаро-Ленской впадины установлено, что каменная соль полностью растворена от поверхности до глубин 400-600 м (исключая участки, где продолжается рост соляных куполов и валов) [Цыкин,1985], ангидрит устойчив на глубинах, превышающих 120-200 м, гипс растворен до глубины 40-60 м. За счет растворения хлоридов и сульфатов в верхах осадочного чехла увеличивается роль карбонатов.

Неравномерность растворения минералов в соленосных толщах инфильтрационными водами нередко приводит к механическому накоплению в кровле относительно устойчивых минералов (нерастворимый остаток), что сопровождается формированием гипсовых, гипсо-ангидритовых карбонатно-сульфатных и карбонатных шляп или кепроков [Писарчик, 1958,1975, 1983; Коробов, 1962]. Эти образования часто венчают соляные купола. Карбонатные кепроки в нижних частях разреза обычно представлены доломитами, а в кровле имеют кальцитовый состав. К кепрокам также иногда относят скопления блоков и глыб горных пород, подвергшихся дроблению в результате роста соляных структур [Отрешко, 1974]. Общая мощность кепроков составляет десятки иногда сотни метров.

Преобразование надсолевых отложений инфильтрационными водами сопровождается возникновением минералов, среди которых преобладает гипс, реже встречаются галит, целестин, барит, халцедон, гидрослюда [Махнач 1989].

Регрессивный катагенез. Проявления регрессивного катагенеза отражают одну из форм инверсионных перестроек структуры ОБ (смену нисходящих тектонических движений восходящими, вызывающими поднятие бассейна или его частей). При этом породы, нередко находившиеся на значительных глубинах (испытавшие изменения в процессах литогенеза погружения), вновь оказываются в зоне начального катагенеза и активно преобразуются инфильтрационными водами. Это позволяет относить возникающие минеральные продукты к типичным образованиям инфильтрационного катагенеза.

Характеризуемые процессы (под наименованием регрессивный эпигенез) были впервые выделены Л.Б.Рухиным [1953, 1956], считавшим, что они возникают при поднятии пород к земной поверхности, где происходит снижение температуры и давления, увеличение пористости, уменьшение удельного веса и плотности пород , появление минералов, характерных для зоны выветривания. Выше по разрезу регрессивный эпигенез постепенно сменяется выветриванием. К типичным проявлениям регрессивного эпигенеза относились, например, разъедание и замещение опалом зерен

http://jurassic.ru/

кварца в песчаниках, формирование ряда опал-халцедоновых конкреций, образование вторичных известняков за счет изменения доломитов и залежей гипса из ангидрита и др. Отмечалось также отсутствие строгих критериев в проведении границы между регрессивным эпигенезом и выветриванием. Условно нижнюю границу зоны выветривания предлагалось проводить там, "где начинаются энергичные процессы окисления и распространяются коллоидные растворы"[Рухин, 1956, с. 447], что характерно для подзоны поверхностного гипергенеза [Изучение и картирование...,1995]. Последняя включает в себя коры выветривания, почвы и продукты их ближнего перемыва, возникновение которых обычно ограничивается сферой циркуляции почвенных и грунтовых вод. Еще глубже, в области развития межпластовых вод, элювий обычно не формируется.

Впоследствии, как было отмечено выше, большинство литологов стали употреблять термин регрессивный катагенез вместо первоначального – регрессивный эпигенез, не меняя сущности характеризуемых процессов. Важно отметить, что в настоящее время отсутствуют критерии, позволяющие выделять процессы регрессивного катагенеза из общего числа инфильтрационных процессов. Причина этого объясняется однотипностью механизмов, которые в разных случаях приводили к конвергентно-похожим минерально-структурным преобразованиям в породах. К таким механизмам прежде всего относится резкая активизация внутриформационных водно-флюидных режимов, нарушавших метастабильные равновесия между минеральными компонентами. Так, например, в терригенных комплексах пород с данными процессами могли быть связаны явления частичной децементации, самой поздней карбонатизации и (или) каолинизации [Япаскурт, 1992, 1995].

Относительно принадлежности таких новообразований к регрессивной или иной литогенетической стадии нередко возникают дискуссии. Поводом для таковых послужили, например, выводы А.В.Копелиовича [1965], который к проявлениям регрессивного эпигенеза (регрессивного катагенеза в нашем понимании) отнес каолинит-диккитовую минерализацию, выявленную им в рифейских отложениях Приднепровья на глубинах свыше 1 км. Этот геолог установил, что каолинит- диккитовые смешанослойные кристаллы возникли в цементе песчаников в результате замещения аутигенных хлоритов, обломочных полевых шпатов, биотита и, частично, кварца; вместе с ними были встречены новообразованные кристаллы пирофиллита и кальцита. Формирование данного минерального парагенеза сопровождалось образованием вторичной пористости, привносом одних компонентов (CO_3^{-2}и Ca^{+3}) и выносом других (Na^+, K^+, Al^{+3}, Si^{+4}) и рассматривалось как следствие специфичного подземного выветривания при высоких температурах и давлении.

Причина вышеупомянутых процессов "регрессивной направленности" связывалась с изменением гидрогеологического режима в областях питания и начавшейся активной циркуляцией минерализованных подземных вод кислого состава сквозь толщу пород (претерпевших прежде стадиальные преобразования литогенеза погружения). По мнению Л.В.Копелиовича, влияние тектоники на катагенез сказывалось только посредством изменения гидрогеологического режима (в связи с поднятиями окружавших ОБ областей питания подземных вод). Эти поднятия практически не распространялись в ОБ, где термабарические параметры если и менялись, то несущественно.

Такая точка зрения А.В. Копелиовича, предложившего по сути дела новую модель регрессивного катагенеза, оспаривается многими геологами. Выше были приведены данные, свидетельствующие о том, что возникновение каолинит-диккитовой ассоциации в осадочном чехле Приднепровья и других регионов связывается не с регрессивным катагенезом, а с преобразованиями пород среднетемпературными кислотными гидротермами [Вальтер, Гурова, 1968; Карпова, Тесленко-Пономаренко, 1978; Лукьянова, 1995 и др.].

В целом очевидным является нерешенность вопроса о механизмах и признаках проявлениях регрессивного катагенеза на больших глубинах (в зонах умеренного и глубокого катагенеза). Одновременно имеются многочисленные примеры его проявления для областей поднятий в зоне начального катагенеза. Ярко и многообразно эти процессы выявляются в карбонатных или соленосно-гипсоносных породах, которые вовлекаются в сферу воздействия агрессивных вод зоны активного водообмена. При этом усиливается трещиноватость пород, возрастает их пористость или кавернозность, возникают карстовые пустоты, полые либо заполненные разнообразными терригенными и хемогенными минеральными продуктами, которые возникли при циркуляции подземных вод [Соколов , 1962; Цыкин, 1985; Махнач, 1989 и др.].

В качестве примера охарактеризуем проявления регрессивного катагеза в области Жирновско- Бахметьевской брахиантиклинали на севере зоны Доно-Медведицких дислокаций в Нижнем Поволжье по материалам Ю.В.Ваньшина [1989] (с дополнительным привлечением собственных фактических данных). Наиболее широко продукты вторичных преобразований фиксируются в кровле известняков карбона на контакте с среднеюрскими углисто-гумусированными терригенными отложениями, обогащенными тонкорассеянным пиритом или продуктами его окисления (ярозитом, лимонитом, гипсом) (рис. 3.19).

Поверхность известняков здесь закарстована , причем нередко встречаются реликты древнего покрытого карста, полости которого заполнены сползшими блоками вышележащих юрских алевритово-глинистых слоистых пород. Продукты вторичных преобразований (мощностью от 1-3 до 30-40 см) в виде пластово- линзовидных тел, прожилков и пятен приурочены к кров-

http://jurassic.ru/

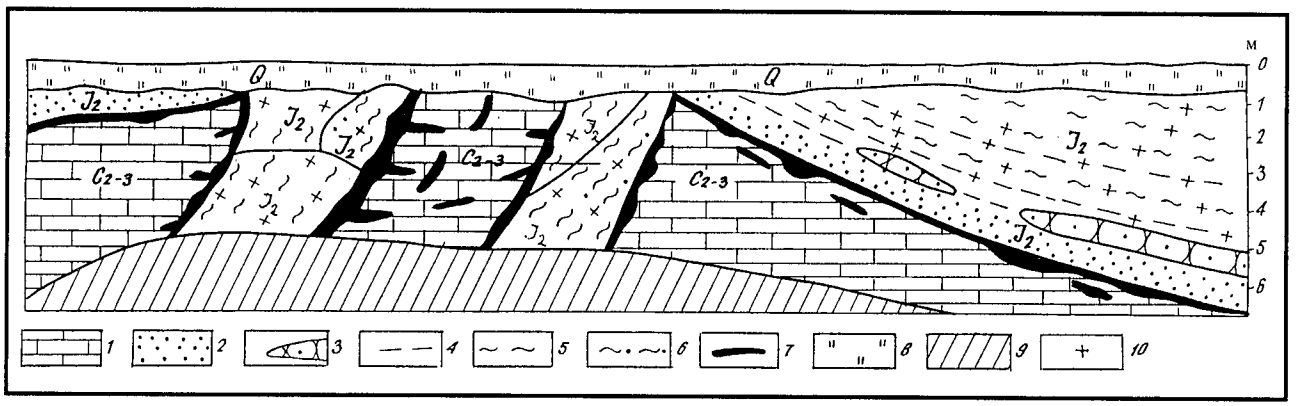


Рис. 3.19. Схема распределения продуктов регрессивного катагенеза в кровле известняков среднего-позднего карбона в районе г. Жирновска (Нижнее Поволжье)

1 – известняки, местами окремненные, 2 – пески, 3 – песчаники с кальцитовым цементом, 4 – гумусированные глины, 6 – песчанистые гумусированные глины, 7 – хемогенные продукты регрессивного катагенеза , 8 – четвертичные суглинки, 9 – осыпь , 10 – включения ярозита

ле известняков и залегают непосредственно на их поверхности или встречаются внутри на глубинах 1 - 3 м. Они представлены бурыми, обычно рыхлыми землистыми породами с многочисленными белыми линзами, пятнами или прожилками. Состав пород непостоянный и нередко меняется в соседних образцах. Наиболее часто отмечается доминирование в их составе гиббсита, нордстрандита, алюмосульфатов (алюминита и базалюминита), аллофана, галлуазита, гетита, гипса, местами появляются вторичный кальцит, доломит.

Возникновение скоплений данных минералов (мономинеральных или образующих смеси) представляется следующим образом. В конце мезозоя прекратилось прогибание характеризуемой территории и накопление здесь мощной толщи мезозойских морских отложений мощностью свыше 900м. В кайнозое (особенно начиная с позднего олигоцена до настоящего времени) происходит общее поднятие территории и формирование брахиантиклинальных структур. В процессе поднятий породы, слагающие кровлю карбоновых известняков и вышележащие юрские отложения, оказались в сфере действия инфильтрационных вод. Последние способствовали формированию покрытых карстовых полостей, вначале полых, в которые постепенно сползали блоки вышележащих юрских пород. В них обычно сохранялись первичные структурно-текстурные особенности и горизонтальная слоистость.

Одновременно в юрских отложениях происходило окисление тонкорассеянного пирита, возникали сернокислые растворы и начиналась их циркуляция. Эти процессы сопровождались образованием многочисленных желтых выделений ярозита и гипса (преимущественно в цементе песчаников). Сернокислые воды, взаимодействуя со смектит-гидрослюдистыми глинами, способствовали их выветриванию и обогащались алюминием. Просачиваясь вниз, растворы достигали карбонатного субстрата, где менялись значения pH среды и резко активизировались процессы миералообразования. В одних случаях начиналось метасоматическое замещение известняков, в других – происходило выпадение минералов из растворов и их накопление в пустотах, трещинках и карстовых полостях. Здесь образовался широкий спектр минеральных парагенезов следующих типов: сернокислого (гипс, базалюминит, алюминит), слабо кислого (гиббсит), близкого к нейтральному (аллофан и галлуазит) и щелочного (бемит, алюмогидрокальцит, кальцит, доломит), что отражает эволюцию во времени состава минералообразующих растворов [Ваньшин, 1989].

С гипергенными (инфильтрационными) растворами связывают образование на гидрохимических барьерах месторождений редких элементов (U, V, Mo, Se) [Германов, 1961, 1963; Головин, Легошин, 1970; Шмариович, 1970; Смирнов, 1973; Лисицин, 1975; Шмариович и др., 1981; Шмариович, Лисицин 1982; Кондратьева и др., 1982; Кондратьева, Нестерова, 1997; Халезов, 1997], самородной серы [Соколов, 1969, 1981, Юшкин, 1968, 1969], медистых песчаников и стратиформных месторождений свинца и цинка [Сапожников, 1955; Перельман, 1968; Попов, Гольдштейн, 1967; Головин, Легошин, 1970], целестина [Бурков, Подпорина, 1962; Могаровский, 1964; Юшкин, 1969], проявлений киновари [Никольский и др. 1959, 1970; Добрянский и др., 1989] и др. В настоящее время не оспаривается инфильтрационная природа лишь пластовых месторождений урана, ванадия, молибдена, селена. Вопросы происхождения других перечисленных выше полезных ископаемых остаются дискуссионными или однозначно нерешенными. Ряд геологов связывают их формирование с гипогенными растворами.

Завершая характеристику процессов инфильтрационного катагенеза отметим, что связанные с ними преобразования характерны для зоны активного и затруд-

http://jurassic.ru/

ненного водообмена с невысокими значениями температур (до 40^0) и давления (до 100 мегапаскалей).

Процессы *гипогенного катагенеза* имеют локальное распространение и тяготеют к зонам разломов и иным участкам повышенной проницаемости пород, благоприятствующим движению восходящих нагретых газово-жидких флюидов из фундамента или нижних горизонтов осадочного чехла к его кровле. Источником флюидов при этом могут служить напорные термальные артезианские воды, а также растворы элизионной или местами магматогенной природы. Места циркуляции термальных вод в осадочном чехле обычно фиксируются повышенными тепловыми потоками. Процессы гипогенного катагенеза наиболее широко развиты в толщах пород, заполняющих бассейны, рифтогенные, тафрогенные межгорные впалины или впалины эпиплатформенных орогенов (глубокие межгорные и предгорные депрессии); в платформенных бассейнах они проявляются в зонах тектонической активизации.

Влияние гипогенных растворов на гидрохимическую зональность весьма существенно. В ряде публикаций показано, что приток термальных флюидов в осадочный чехол обуславливает возникновение аномалий в развитых здесь гидрохимических зонах. Например, в Западной Сибири восходящее субвертикальное движение из зон разломов в фундаменте газово-жидких растворов (меняющихся по минерализации и химизму) активно преобразует состав водоносных комплексов осадочного чехла [Сердюк, Розин, 1969; Сердюк и др., 1976; Розин, Сердюк, 1970]. При высоком содержании хлоридов в восходящих растворах минерализация межпластовых вод возрастает. И, напротив, внедрение глубинных вод с относительно низкой минерализацией в отложения, ранее насыщенные более минерализованными водами, способствует их опреснению. Существенное изменение химического состава подземных вод под воздействие гипогенных растворов установлено также в малых артезианских бассейнах Кызыл-Кумов [Головин, Легошин, 1970], Днепрово-Донецкой впадине [Колодий, Лушков, 1985] и других районах.

В Западно-Туркменской впадине Южно-Каспийского бассейна приток восходящих термальных вод практически полностью меняет обычную гидрохимическую зональность и направленность циркуляции межпластовых вод в кайнозойском осадочном чехле [В.Н.Холодов, 1990]. Здесь установлено движение подземных межпластовых вод от побережья Каспийского моря (области максимального прогибания и наибольшего напора вод) к окружающим поднятиям, где плиоценовые водоносные горизонты залегают неглубоко и через них по зонам разломов осуществляется разгрузка растворов. В осадочном чехле бассейна выделяются две гидрохимические зоны. Для верхней (в неоген-четвертичных отложениях) характерны термальные слабокислые рассолы, хлоридные натриево-кальциевые с минерализацией 150-290 г/л и температурами 24-80 °С, возникновение которых связывается с катагентическими преобразованиями рапы солеродных бассейнов. Нижняя гидрохимическая зона на глубинах свыше 1-2 км прослежена в отложениях низов неогена и, возможно, палеогена и мезозоя. В ней развиты щелочные слабоминерализованные воды (10-40 г/л) хлоридно-гидрокарбонатно-натриевого состава, часто нагретые до температур 50-100 °С. Это седиментационные воды опресненных морских бассейнов, смешанные с водами эксфильтрационного этапа (возникшими при дегидратации смектитовых компонентов глин). Они подпирают снизу хлоридные рассолы и постепенно оттесняют их к периферическим частям бассейна (областям разгрузки).

Таким же ярким примером аномальной гидрохимической зональности подземных вод и необычной их циркуляции от центра к периферии (за счет глубинного источника) могут служить водоносные комплексы Ферганского артезианского бассейна [Попов, Гольдштейн, 1967; Головин, Легошин, 1970], а также ряда других районов альпийской горно-складчатой области, где широко развиты азотные и углекислые подземные воды гипогенной природы [Тимофеев, Зверев, 1991].

Приведенные фактические данные свидетельствуют о существенном влиянии гипогенных растворов на формирование водоносных комплексов в чехле ряда осадочных бассейнов, что во многом определяет характер катагенетических процессов. С явлениями гипогенного катагенза связывают многие минеральные преобразования пород осадочного чехла, среди которых наиболее часто отмечают каолинизацию и карбонатизацию, а также окремнение, ожелезнение, сульфидизацию, возникновение алюмосульфатов и глиноземистых минералов и др. Ниже проиллюстрируем это на конкретных примерах.

Каолинизация. Выявлена важная роль гидротерм при вторичной каолинизации пород, широко проявляющейся в различных осадочных бассейнах, развитых на платформах, в эпиплатформенных орогенах и складчатых поясах. Одним из наиболее представительных является каолинит-диккитовый минеральный парагенз (местами с пирофиллитом, иногда с пиритом и флюоритом), обычно локализованный в цементе кварцевых песчаников и алевролитов. Вначале данный парагенез рассматривался как индикатор процессов глубинного эпигенеза или раннего метагенеза исходных зрелых по составу кварцево-каолиновых пород [Коссовская, Шутов, 1971]. Позже выяснилось, что он возникал при вторичной каолинизации нестойких минералов (полевых шпатов, слюд, гидрослюд, хлоритов и др.), слагающих обломочные зерна или цемент терригенных пород, находящихся на разной стадии катагенетических преобразований.

В частности, проявление процессов каолинизации в рифейско-ордовикских отложениях Приднепровья связывалось с преобразованием исходных пород на больших глубинах (свыше 1 км) нагретыми инфильт-

http://jurassic.ru/

рационными водами при явлениях регрессивного катагенеза [Копелиович, 1965] или с восходящими гидротермами [Вальтер, Гурова, 1968]. Для визейских отложений Днепрово-Донецкой впадины допускалось гидротермальное происхождение данного парагенеза [Карпова, Тесленко-Пономаренко, 1978] или двухстадийное его возникновение при стадиальном катагенезе и более поздней гидротермальной деятельности [Поляк, Никитин, 1982]. В последних публикациях образование каолинит-диккитовых минералов обычно связывается с наложенной гидротермальной деятельностью, причем отмечаются многочисленные примеры каолинизации пород, слабо преобразованных в результате катагенеза на начальной или средней его стадиях [Лукьянова, 1995]. Поэтому вполне оправдан вывод о том, что характеризуемый парагенез не может служить индикатором глубинного катагенеза или метагенеза [Ушатинский и др.,1973]. Часто отмечается изменение во времени состава термальных вод и осаждение вначале из кислых растворов каолинит-диккитовых минералов (иногда с накритом, пирофиллитом, пиритом, флюоритом) и более позднее возникновение карбонатных минералов из щелочных растворов [Копелиович, 1965; Лукьянова, 1995, Сердюк и др. 1976 и др.].

Процессы вторичной каолинизации обычно сопровождаются осветлением и обелением пород, делающими их похожими на коры выветривания [Япаскурт, 1992]. Новообразованный каолинит выделяется формой кристаллов (чешуйчатые, таблитчатые, вееробразные, червеобразные, гармошковидные).

В бассейнах эпиплатформенных орогенов на территории Урала, Средней Азии и Казахстана каолинит-диккитовая минерализация приурочена к триас-юрским угленосным толщам, залегающим в основании впадин, глубины которых здесь обычно составляют 800-2500м [Лукьянова и др., 1982; Лукьянова, 1995 и др.]. Зоны каолинизации (и сопровождающей ее более поздней карбонатизации) обычно встречаются в нижних частях осадочного чехла в прибортовых участках впадин вблизи тектонических разломов. Ее проявления фиксируются здесь в форме вертикальных тел вдоль ослабленных проницаемых зон (нередко с повышенной трещиноватостью) или примыкающих к ним линзовидно-пластовых стратифицированных тел мощностью до 15-20 м, которые могут прослеживаться на расстояние в несколько километров. Отмечается также приуроченность зон каолинизации к центральной части "карбонатных столбов", возникающих в осадочном чехле на пути движения восходящих термальных флюидов [Головин, Легошин, 1970; Щеточкин, 1970]

Каолинизация обычно развита в наиболее проницаемых породах: конгломератах, гравелитах, песчаниках. Новообразованное глинистое вещество представлено, как правило, выделениями крупночешуйчатого и местами мелкочешуйчатого каолинита (с примесью диккита и местами накрита), отличающегося от первичного, землистого. Вторичный каолинит отличается от первичных элювиально-осадочных разностей высокой степенью совершенства структуры и принадлежит полиморфной модификации $1TK_1$. Крупночешуйчатые разности имеют индекс кристалличности по Хинкли (K_x) – 1,12-1,47. Их кривые нагревания отличаются повышенной температурой (650-680 °С), иногда с двумя эндотермическими максимумами, сближающими их с диккитом или смесью каолинита и диккита, что подтверждается данными анализа ИК-спектров. Предполагается, что кислые термальные растворы поступали преимущественно из нижних горизонтов осадочного чехла или местами из фундамента.

В платформенных бассейнах вторичная каолинизация, помимо отмеченных выше регионов Восточно-Европейской платформы, подробно охарактеризована на территории Западной Сибири [Розин, Сердюк, 1970; Сердюк, Эренбург, 1972; Ушатинский и др., 1973; Сердюк и др. 1976]. Здесь, в Обь-Иртышском междуречье и Томской области она связывается с внедрением в проницаемые юрские и меловые отложения флюидов, обогащенных CO_2 , по зонам глубинных разломов. Каолинизированные и обычно карбонатизированные осветленные породы (в форме вертикальных блоков столбообразных или линзовидно-пластовых тел) прослеживаются в диапазоне глубин 800-2700 м в породах от юры до сеномана включительно. Каолинизации особенно сильно подвергаются полевые шпаты, а также слюды, хлориты, неустойчивые обломки пород и их хлорит-гидрослюдистый цемент. Отмечены участки (например, в нижнемеловых отложениях по скважине северо-восточнее села Александровское на правобережье Оби), где неустойчивые минералы, количество которых в исходных породах нередко превышает 50 %, оказываются почти полностью замещены каолинитом и карбонатами [Сердюк, Розин, 1969].

В целом отметим, что в результате катагенетических преобразований может заметно возрастать зрелость нижнемеловых обломочных пород, по сравнению с их исходными разностями. Однако от зрелых кварцево-каолиновых парагенезов, возникших за счет перемыва кор выветривания, характеризуемые катагенетические образования отличаются присутствием карбонатов, таблитчато-чешуйчатой формой кристаллов каолинита, имеющих совершенную структуру (нередко совместно с диккитом и накритом), а также появление в ряде случаев пирофиллита, пирита, флюорита.

Связь процессов вторичной каолинизации пород осадочного чехла с гидротермами подтверждается исследованиями приразломных метасоматитов фундамента, где часто также широко развиты каолинизированные породы. Эти образования нередко входят в состав линейных кор выветривания. В настоящее время получает развитие точка зрения о важной роли в формировании последних термальных вод различной природы, которые поднимаясь вверх по зонам разломов смеши-

http://jurassic.ru/

ваются с инфильтрационными водами и способствуют возникновению метасоматитов, включая их каолиновые разности в верхних частях профилей [Разумова, 1977; Изучение и картирование..., 1995 и др.]. В рассматриваемых линейных зонах индикаторами гидротермальных процессов в каолинизированных породах являются реликты серицит-мусковитовых и хлорит-гидрослюдистых глин, прожилки кварца, барита, флюорита и др. Таким образом, характеризуемые каолиновые гидротермалиты в породах фундамента можно рассматривать как корневые образования нередко проникающих в осадочный чехол гидротермальных систем. В этой связи следует упомянуть и о широком развитии каолинит-диккитовых минералов в ряде низкотемпературных гидротермальных месторождений ртути, золота, урана или в зонах аргиллизации в областях вулканической и поствулканической деятельности [Лукьянова, 1995].

Карбонатизация. Наложенная гипогенная карбонатизация фиксируется в породах осадочного чехла, прошедших начальную или глубинную стадии катагенеза. Она часто сменяет охарактеризованные выше процессы вторичной каолинизации, что свидетельствует об эволюции химического состава вод (смене кислых растворов щелочными). Карбонатизированные породы полно охарактеризованы в бассейнах платформ и эпиплатформенных орогенов, где они обычно отмечаются в толщах осадочных пород, перекрывающих глубинные разломы в фундаменте (подводящие каналы термальных вод) [Копелиович, 1965; Головин, Легошин, 1970; Щеточкин, 1970; Сердюк, Эренбург, 1972; Розин, Сердюк, 1970; Сердюк и др., 1976; Лукьянова, 1995 и др.]. Форма карбонатных тел, как и охарактеризованных выше каолиновых, во многом сходна. Наиболее характерны вертикальные удлиненные блоки, достигающие в поперечнике десятков метров, имеющие протяженность десятки и сотни метров, или столбообразные тела диаметром десятки и сотни метров до первых километров, трубообразные формы диаметром от первых сантиметров до 0,5-0,6 м, а также примыкающие к ним стратиформные горизонтальные линзовидно-пластовые тела мощностью в первые десятки метров, прослеженные на десятки и сотни метров по латерали.

Тела карбонатизированных пород нередко пересекают как песчаные, так и глинистые толщи осадочного чехла, местами их корни уходят в породы фундамета [Лукьянова, 1995]. Обычно в зонах разломов интенсивной вторичной карбонатизации подвергаются и тектонические брекчии. Нередко степень тектонической активности региона определяет масштабы вторичной карбонатизиации. Так, например, в мезозойско-кайнозойских отложениях на территории Средней Азии отмечено нарастание интенсивности карбонатизации от периферических частей орогена (Юго-Западный Гиссар, Фергана) к его внутренним, наиболее активизированным частям (Памир), где она достигает максимального развития в неогеновых толщах в районе хребтов Вахшский, Дарваз, Петра I, Алайской долине и др.

Наиболее сильно карбонатизируются обломочные породы – галечники, песчаники и алевролиты. В составе карбонатов обычно преобладает кальцит и лишь местами широкое развитие получают сидерит, анкерит, доломит. Карбонаты заполняют поры между обломками, где образуют базальный или пойкилитовый цемент и частично замещают как первичный цемент, так и обломочные зерна. Установлено, что в нижних зонах катагенза (II - III) кальцит становится более "агрессивным", резко усиливается коррозия и метасоматоз обломочных зерена кварца, полевых шпатов, биотита, кремнистых пород, кислых эффузивов [Лукьянова, 1995, Копелиович, 1965]. Кроме того, кальцит нередко образует здесь прожилки и жилы размером 2-5 мм – 2 см и более, отмечается масштабность процессов вторичной карбонатизации, при которой кальцит в ряде случаев замещает половину обломочных зерен и таким путем возникают вторичные известняки [Копелиович, 1965].

Карбонатизированные породы рассматриваемых регионов отличаются от исходных повышенной плотностью, пониженной пористостью и проницаемостью [Лукьянова, 1995]. Например, отмечаются следующие значения коэффициентов плотности и пористости в неогеновых отложениях Таджикской впадины (σ – 2,62-2,65 г/см^3, n – 5 % на фоне σ – 2,30-2,45 г/см^3, n – 15%. Значения температур гомогенизации газово-жидких включений в кальцитах колеблются в диапазоне от 140-240° (в триас-юрских отложениях Анохинсой, Буланшской, Севастопольской и Карашиликской впадин Зауралья), 194 - 216°С (в мезозойских отложениях Семизбайской впадины Северного Казахстана) и превышают 230°С (в меловых и палеогеновых отложениях Кызыл-Кум), что свидетельствует о термальной природе вод, участвующих в их образованиии. О восходящем движении термальных растворов свидетельствует понижение температур гомогенизации жидких включений в жильных кальцитах при удалении от перекрывающих фундамент базальных слоев осадочного чехла к его кровле.

Для Казахстан-Среднеазиатско-Уральского региона, судя по публикациям В.Т.Лукьяновой, Е.А.Головина, В.И.Попова, Р.И.Гольдштейна, Г.А.Машковцева, Г.В.Тараборина, В.Н.Щеточкина и других, процессы гипогенной карбонатизации связаны с поступлением по зонам разломов нагретых щелочных, нередко минерализованных нефтяных вод из нижних горизонтов осадочного чехла, а также местами, возможно, более глубинных флюидов из фундамента. В этой связи показательны находки включений битумов в прожилковых кальцитах [Лукьянова, 1995] или их накопление в породах, обрамляющих карбонатные столбы [Головин, Легошин, 1970; Щеточкин, 1970], что может свидетельствовать о связи растворов с нефтяным источником. Следует также отметить многочисленные примеры функционирования углекислых термальных вод в совре-

http://jurassic.ru/

менных орогенных областях (в том числе и на Памире), приводящих к вторичной карбонатизации пород и возникновению травертинов. Предполагается, что источником термальных растворов на территории Западной Сибири служили глубинные флюиды, поступающие из фундамента [Розин, Сердюк, 1970 и др.]; отдельные авторы допускают наличие здесь элизионного их источника [Холодов, 1982б].

Общей закономерностью гипогенного катагенеза в рассмотренных бассейнах служит эволюция во времени гидротермальных систем и смена кислых растворов, способствующих каолинизации пород, на более поздние щелочные, приводящие к карбонатизации. Редкий случай, когда карбонатизации пород предшествовала каолинизация, описан в ордовикских отложениях на территории Преднепровья [Вальтер, Гурова, 1968].

Образование алюмосульфатов и глиноземистых пород. Находки в разрезах платформенного осадочного чехла пятен, линз и маломощных слоев обеленных пород, обедненных титаном и соединениями железа и сложенных различными алюмосульфатами (алунитом, алюминитом, базалюминитом) нередко в ассоциации с гиббситом, галлуазитом, аллофаном, чаще всего связывались с проявлением процессов сернокислотного выветривания. Считалось, что при окислении пиритсодержащих пород возникают сернокислые растворы, которые взаимодействуя с глинистыми минералами разрушают их, обогащаются соединениями алюминия и затем осаждают алюмосульфаты и глиноземистые продукты на карбонатном барьере. Подобный природный процесс несомненно широко развит и был рассмотрен при описании регрессивного катагенеза. Однако за последние 10-20 лет было установлено, что характеризуемый парагенез нередко возникал в породах, не содержащих сульфидов или последние оставались свежими, невыветрелыми. Кроме того, на примере изучения алюминитов Сибири [Лизалек, Филатов, 1986; Черкасов, 1989] выяснилось, что наиболее крупные скопления алюмосульфатов тяготеют к осадочным породам, перекрывающим зоны разломов (рис. 3.20), где ранее происходил и происходит подток глубинных глиноземистых растворов, нередко обогащенных сероводородом, и осаждение указанных выше минералов в местах их разгрузки.

По поводу происхождения данных восходящих растворов существуют разные точки зрения. Согласно одной из них [Лизалек, Филатов, 1986], источником служили напорные артезианские высокоминерализованные воды, обогащенные сероводородом, хлоридные или хлоридно-сульфатные, поступающие из нижних горизонтов осадочного чехла. В приповерхностных условиях происходило окисление сероводорода, возникнове-

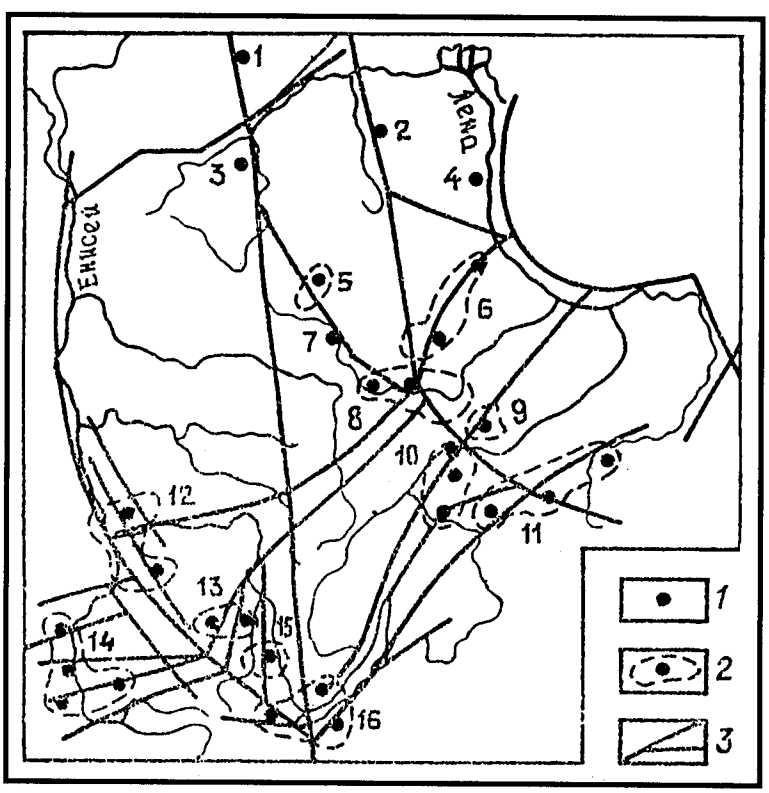


Рис. 3.20. Схема размещения алюмосульфатов на Сибирской платформе и ее складчатом обрамлении [Черкасов, 1989]
1-2 – проявления алюмосульфатов: 1 – одиночные (1 – Таймырское, 2 – Анабарское, 3 – Котуйское, 4 – Мунское, 7 – Вилюйское), 2 – групповые (5 – Нижневилюйские, 6 – Тюнгско-Мархинские, 8 – Мирнинские, 9 – Наманские, 10 – Патомские, 11 – Витимо-Алданские, 12 – Енисейско-Рыбинские, 13 – Окино-Семеновские, 14 – Верхнеенисейские, 15 – Агильмайско-Хотынские, 16 – Прибайкальские); 3 – основные глубинные разломы

http://jurassic.ru/

ние сернокислых растворов и образование алюмосульфатов с сопутствующими минералами. Г.Н.Черкасов [1989], развивающий другую точку зрения, считает, что магматический очаг служит источником газово-жидких эманации, которые по зонам глубинных разломов достигают подземных обычно хлоридных вод. На пути циркуляции к поверхности эти эманации насыщают подземные воды, формируя резервуары сернокислых глиноземистых растворов, которые и поступают к поверхности по зонам разломов. Вывод о наличии глубинного сероводорода и формировании при его окислении (с участием бактерий) сернокислых вод, обогащенных алюминием, подтверждается изучением современных гидротермальных систем Камчатки [Заварзин и др., 1989]. Образующиеся здесь алюмосульфатные и глиноземистые продукты по облику и минеральному составу сходны с вышеохарактеризованными платформенными разностями. Однако приходится констатировать, что пока однозначно не доказано участие магматогенного источника в формировании залежей алюминитов и обеленных глиноземистых пород Сибири. Вероятно, более обосновано связывать их происхождение с артезианскими водами.

Кластические дайки, трубообразные тела и роль гипогенных процессов в их образовании. Одной из разновидностей проявлений процессов катагенеза является образование кластических даек. Субвертикально ориентированные кластические дайки песчаников, а также их трубообразные тела встречены в отложениях палеозоя, мезозоя и кайнозоя различных осадочных бассейнов и описаны многими авторами. Являясь устойчивыми к эрозии телами (сравнительно с рыхлыми вмещающими породами), они нередко образуют останцы на поверхности обнажений (рис 3.21). Наиболее широко эти образования распространены в толщах палеогенового и мелового возраста. Толщина даек колеблется в диапазоне от нескольких сантиметров до 3-5 м, длинна – от нескольких метров до сотен метров. Полная высота даек оценивается от 5-10 м до 40 м [Гарецкий, 1956]. Диаметр труб наиболее часто колеблется в интервале 0,1- 1,5 м; наблюдаемая в обнажениях высота составляет 0,3-1,5 м [Липаева, Каледа, 1992; Муравьев и др.,1997].

В первых обобщающих публикациях, посвященных кластическим дайкам [Шрок, 1950; Гарецкий, 1956], по генезису они подразделялись на нептунические и инъекционные. Предполагалось, что нептунические дайки связаны с механическим заполнением обломочным материалом трещин, возникших на дне моря при землетрясениях, а инъекционные дайки возникали при нагнетании в трещины полужидкого песчано-алевритового материала под давлением из нижних слоев осадочного чехла. Вопрос о генезисе даек решался на основании анализа лишь одной их составляющей – обломочных зерен; источник кремнистого или железистого цемента не определялся.

При дальнейших работах была установлена полигенная природа даек. В.Н. Холодов [1978 а,б] охарактеризовал инъекционные кластические дайки с кальцит-сидеритовым цементом в миоценовых отложениях Восточного Предкавказья, возникшие на глубине 4-5 км при элизионных процессах и явлениях песчаного диапиризма. В отличие от них, кремнисто-железистые кластические дайки (и нередко сопровождающие их трубообразные тела) в палеогеновых отложениях на территории Приаралья и Нижнего Поволжья формировались в зонах разгрузки термальных вод [Липаева, Каледа, 1992; Холодов и др.,1995; Муравьев и др. 1997].

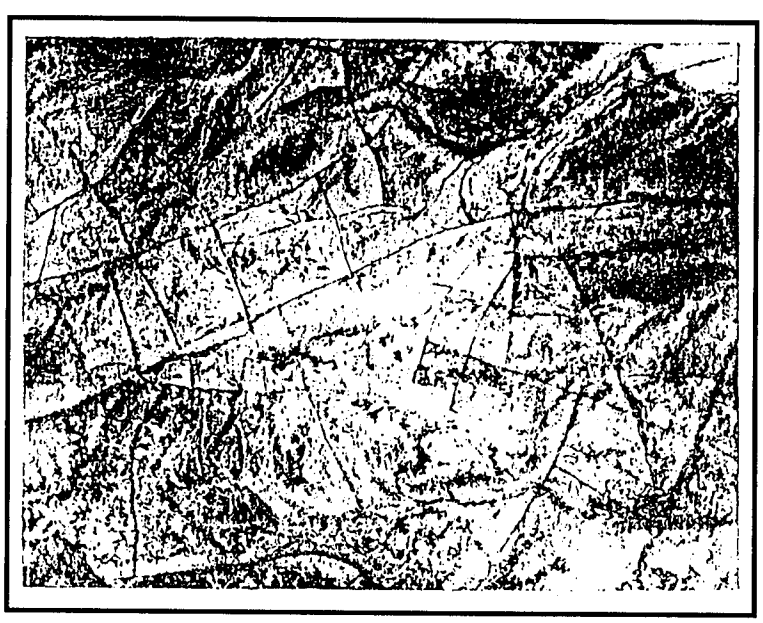


Рис. 3.21. Густая сеть нептунических даек, выступающих из глин эоценовой тасаранской свиты в присводовых частях Жаксыбуташской антиклинали (снимок с самолета) [Гарецкий, 1956]

http://jurassic.ru/

Было показано, что независимо от происхождения обломочных минералов образование кремнистого и железистого цемента было, вероятно, связано с гидротермальным источником. Это подтверждается приуроченностью даек и трубообразных тел к зонам глубинных разломов, а также их морфологией, характерной для гидротермальных систем. Кроме того, в составе новообразованных минералов кремнистых даек на территории Приаралья обнаружены аутигенные хлорит и тридимит, которые рассматриваются как индикаторы повышенных температур в исходных растворах [Холодов и др., 1995].

Была выявлена новая – бестрещинная (автохтонная) форма кластических даек и трубообразных тел, возникших при циркуляции термальных растворов через песчаные породы в их коренном залегании [Каледа, Липаева, 1992; Муравьев и др., 1997]. Здесь осуществлялась избирательная цементациия обломочных зерен минералами кремнезема или железа, что и приводило к возникновению даек и трубообразных тел. Механизм подобных явлений, связанных с бестрещинной циркуляцией растворов, типичных для гидротермальных систем, рассмотрен в публикациях [Поспелов, 1963; Поспелов, Каушанская, 1962; Глазовский, 1976; Машковцев и др., 1979]. Установлено, что на пути восходящего движения термальных вод, наряду с вертикальными дайками кремнистых или железистых кластических пород, возникали их пластовые тела [Холодов и др., 1995, Муравьев и др., 1997], а в местах приповерхностной разгрузки иногда появлялись образования в форме кремнистых или железистых куполов или усеченных конусов (шляп). Примером последних являются верхнепалеоценовые кварциты, обнаженные у г. Камышина в Нижнем Поволжье [Муравьев и др., 1997]. Кварциты и кварцитовидные песчаники бронируют здесь толщу верхнепалеоценовых песков на поверхности эрозионных останцов; снизу к ним подходят субвертикальные дайки кварцитов (рис. 3.22; рис. 3.23, а). Породы, слагающие купольные тела или шляпы, представлены кварцитами и кварцитовидными песчаниками, обладающими своеобразными жильно-струйчатыми или трубчатыми текстурами, характерными для гидротермальных систем (рис. 3.23, б-з). Присутствие в кварцитах отпечатков позднепалеоценовой камышинской флоры очень хорошей сохранности, вероятно, связано с попаданием листьев в кремнистые воды древнего термального источника, последующим быстрым обволакиванием растительной ткани кремнистым гелем и его дальнейшей раскристаллизацей с образованием слепка.

Следует отметить, что в местах функционирования современной Челекен-Бодоягской гидротермальной системы встречены продукты гидротермальной деятельности, морфологически сходные с вышеохарактеризованными [Холодов, 1991]. В частности, в местах разгрузки восходящих термальных флюидов здесь возникают кластические дайки с карбонатным цементом и трубообразные тела, сложенные сульфидами или гидроксидно-сульфатными минералами.

Другие продукты наложенного гипогенного катагенеза. К наложенным продуктам гипогенного катагенеза (помимо рассмотренных выше) относят и ряд иных вторичных минералов или минеральных ассоциаций. В частности, предполагается, что возникновение в сеноманских вулканогенных песчаниках Западной Грузии "анальцимовых столбов", а также сопутствующая цеолитизация и окремнение отложений связаны с щелочными гидротермами [Дзоценидзе, 1965, 1970]. По мнению В.И.Муравьева [1973], восходящие щелочные термальные воды способствовали образованию в мезозойских отложениях на территории Актюбинской области столбов мономинерального К-монтмориллонита и хорошо окристаллизованной аутигенной гидрослюды подтипа 1М, иногда в парагенезе с давсонитом.

Возникновение скоплений давсонита в осадочном чехле на территории Донбасса, Кузбасса, Белоруссии и других

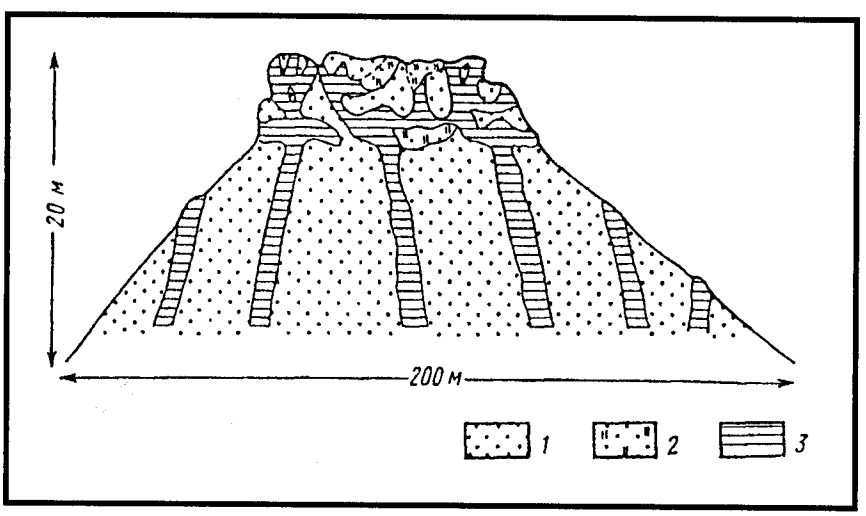


Рис. 3.22. Идеализированная схема строения эрозионного останца верхнепалеоценовой камышинской свиты с шляпой окремненных песков в кровле и подходящими к ней дайками кварцитов [Муравьев и др. ,1977]
1 – пески, 2 – слабоокремненные пески и полурыхлые песчаники, 3 – кварциты

http://jurassic.ru/

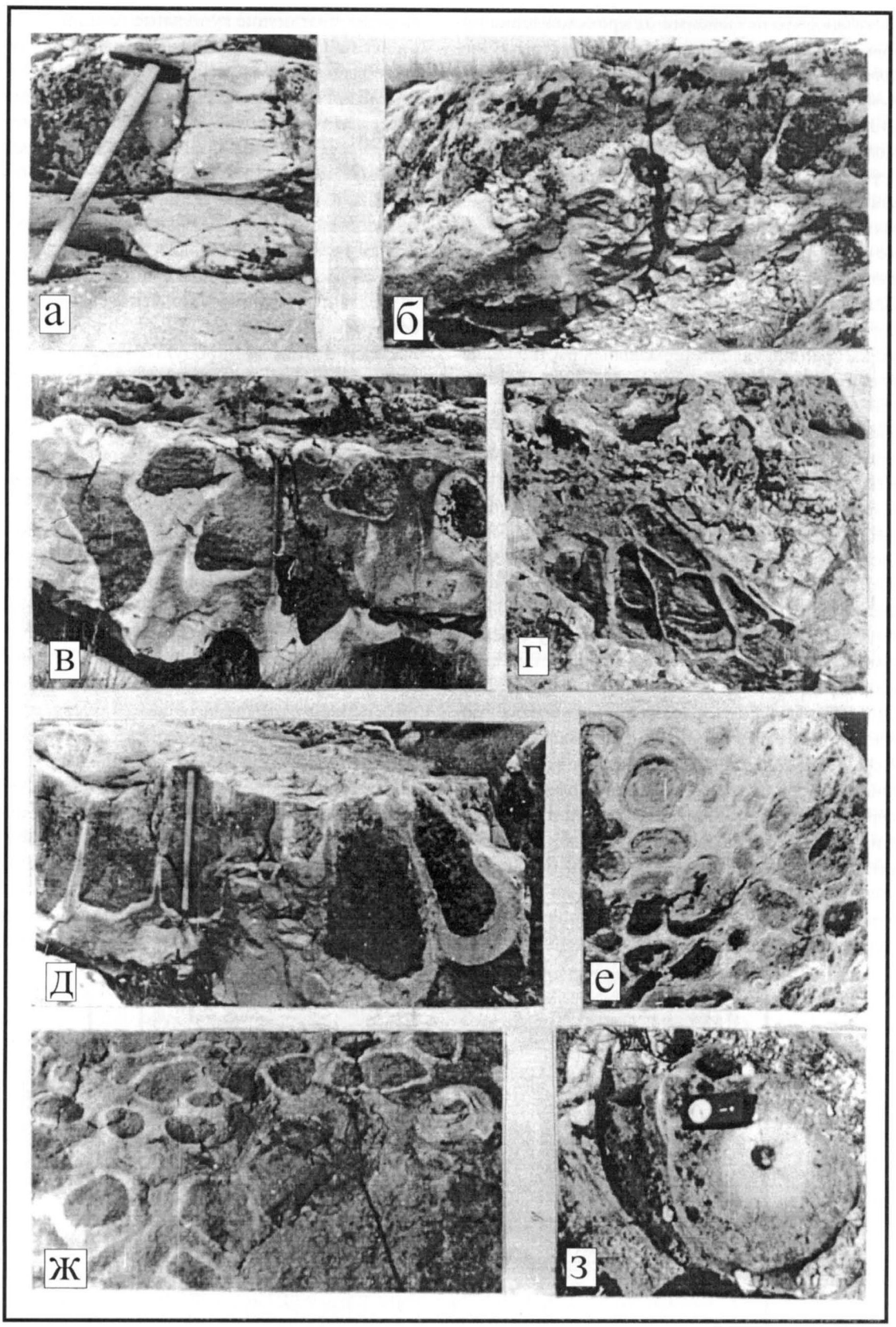


Рис. 3.23. Формы выделения и текстуры в песках, песчаниках и кварцитах верхнепалеоценовой камышинской свиты в эрозионном останце у г. Камышино (Нижнее Поволжье) [Муравьев и др., 1997]

Светлые участки на фото – кварциты, темные – рыхлые и полурыхлые пески (а-д – в разрезе, е-з – в плане): а – фрагмент вертикальной кремнистой дайки в песках; б-д – жильно-струйчатые формы кварцитов; е-ж – трубчатые или кольцевидные выделения кварцитов; з – трубчатый кварцит с полым каналом в центре

http://jurassic.ru/

районов большинство геологов связывает с преобразованиями вмещающих пород гидротермами [Бобров, Щипакина, 1981; Станкевич и др., 1988; Давсонит..., 1995], хотя существуют и иные, менее популярные гипотезы их экзогенного происхождения. Отмечается, что внедрение гидротерм по разломам на погружающихся антиклинальных структурах вызывает целую серию разнообразных вторичных преобразований вмещающих осадочных пород [Щеточкин, 1970 и др.]: битуминизацию, карбонатизацию, каолинизацию, пиритизацию, окремнение и др.

Физические свойства пород, преобразованных в процессе гипогенного катагенеза, меняются неоднозначно; их удельный вес, плотность и пористость могут как увеличиваться, так и уменьшаться. В этой связи показательным является тот факт, что при изучении процессов карстообразования, которые обычно связывались с инфильтрационными холодными водами, в настоящее время дополнительно активно привлекаются глубинные термальные растворы, формирующие эндогенный карст с последующим его заполнением различным минеральным веществом экзогенной или эндогенной природы [Кутырев и др., 1989].

Важно отметить, что гипогенные растворы, помимо вышеотмеченных преобразований пород осадочного чехла, при их разгрузке на поверхность Земли оказывают влияние на осадкообразование. В частности с разгрузкой обогащенных углеводородами газово-жидких флюидов нефтяных залежей связано возникновение грязевых вулканов, окруженных сопочными брекчиями и грязевыми покровами [Якубов и др., 1980; Благоволин, 1985; Рахманов, 1987; Холодов, 1990, 1991]. Ряд авторв допускают заметный вклад гипогенных растворов в осадочное кремненакопление и доломитообразование [Выветривание ..., 1969; Максимова, 1978; Цеховский и др., 1994, 1996]

Появляется все больше данных об активном участии гипогенных растворов в формировании многих гидротермальных или гидротермально-осадочных полезных ископаемых, сформированных на геохимических барьерах внутри осадочного чехла или на дне морей. Эти растворы становятся рудоносными в результате насыщения их различными компонентами (Fe, Mn, Cu Ni, V, Co, Pb, Zn, Mo, Mg, P, Ge и др), заимствованными из вмещающих пород в процессах катагенеза. [Холодов, 1986; Махнач, 1989]. Степень их концентрации обычно увеличивается в местах циркуляции нефтяных вод или рассолов, обладающих высокой агрессивностью по отношению к вмещающим породам. При более глубоких метаморфических трансформациях глин процесс насыщения вод элементами еще более активизируется. Установлено, что в диапазоне преобразований от биотитовой фации до анатексиса метапелиты теряют 20-85% Cu, Tl, Ba, Pb, Bi, Hg, Sr, Zn, Cd [Haack et al., 1984].

С гипогенными растворами связывают формирование жильных или линзовидно-пластовых стратиформных месторождений: железных руд (магнетитовых, магнетит-гематитовых, гетитовых, гетит-гидрогетитовых и сидерит-шамозитовых) а также свинца, цинка, меди, марганца, ртути, золота и др. [Головин, Легошин, 1970; Павлов, 1975 а,б; 1980; Скрипченко, 1976; Хрущев и др., 1979; Пэк, Павлов 1980; Холодов, 1986; Павлов, Галямов, 1988; Парагенезис..., 1990; Холодов, Шмариович, 1992; Павлов, Карцев, 1995; Муравьев и др., 1996; Ермолаев, Созинов, 1999 и др.]. В подземных рассолах иногда отмечаются высокие содержания Br, J и других компонентов, что позволяет рассматривать их как жидкие полезные ископаемые [Махнач, 1989].

Завершая характеристику процессов гипогенного катагенеза, отметим, что хотя участие восходящих термальных вод в формировании большинства рассмотренных выше объектов не оспаривается, вопрос об источнике гидротерм (участии в их возникновении глубинных артезианских вод или растворов элизионной и магматогенной природы) пока однозначно не решен. Источниками гидротерм в ОБ за пределами областей формирования магматических пород служат различные термальные воды осадочного чехла, начиная от нагретых артезианских до элизионно-метаморфогенных с температурами выше 40°С [Перельман, 1979] или выше 20°С [Пинклер,1995]. Массовое использование в дальнейшем методов изотопии применительно к исследованиям карбонатов и других вторичных минералов поможет решить многие вопросы их происхождения.

Подводя итог изложению данных о разнообразных проявлениях процессов литогенеза инверсионных перестроек ОБ, важно подчеркнуть, что во всех случаях к ним следует относить только те преобразования, которым свойственны признаки явного наложения на разновозрастные минеральные парагенезы, отвечающие литогенезу погружения. Важно также отметить, что ОБ представляют собою динамичные непрерывно меняющиеся во времени флюидно-породные системы, в которых любое изменение активности тектонических движений фиксируется в особенностях катагенетических преобразований пород.

3.3.2. Литогенез в зонах сочленения осадочных бассейнов со складчатыми системами

Регионально наложенная динамотермальная активизация существенно усиливает интенсивность преобразований, происходящих за счет литогенеза погружения в ОБ перикратонных и передовых прогибов, которые испытали многоактные и мощные воздействия повышенных тепловых потоков и динамических напряжений со стороны соседних с ними складчатых систем. При этом литогенез, вызываемый тепловыми импульсами, имеет по последним данным [Япаскурт, Андреев, 1985; Япаскурт, 1999] доминирующее значение.

Главные признаки литогенеза этого типа следующие (см. табл. 3.5): 1) интенсивность преобразования пород сверху вниз по разрезу, как правило, явно опережает

http://jurassic.ru/

увеличение мощности осадочной толщи; 2) зоны глубокого (позднего) катагенеза пересекают внутриформационные стратифицированные уровни, причем вблизи границ ОБ со складчатой системой, а также возле диагональных сбросо-сдвигов глубинного заложения эти зоны резко смещаются вверх по разрезу; 3) там же фиксируются метагенетические структуры (бластеза и др.), тяготеющие к некоторым разломам – вероятным проводникам термальных флюидов, воздействующих на породы; 4) существуют очень сложные, зачастую нелинейные зависимости между стадиальными параметрами преобразований минеральных компонентов и ОВ; 5) влияние фациальных особенностей состава и строения осадков на характер структурно-минеральных новообразований в породах здесь не всюду очевидно – оно камуфлировано наложенными процессами, хотя и не утрачивается полностью. Все это порождает сложную картину распределения зональности постседиментационных преобразований в разрезах и на площади современного эрозионного среза осадочной формации.

Примеры описания преобразований данного типа можно найти в работах [Segonzac, 1970] о диагенезе (катагенезе) и метаморфизме глин рэтского возраста в Южных и Австрийских Альпах, а также в работах [Соколов, Япаскурт 1983; Сороков и др., 1981] о постседиментационных преобразованиях терригенных пород мезозоя и позднего палеозоя на прискладчатых крыльях Приверхоянского и Анабаро-Ленского передовых прогибов.

Проиллюстрируем вышесказанное на примере одного из "модельных объектов" – северной (Ленской) ветви Приверхоянского прогиба вместе с прилегающими к ней платформенными и складчатыми структурами (рис. 3.24). Здесь широко распространены комплексы допозднемеловых терригенных отложений с высоким содержанием по всему разрезу песчаников, которые являются чутким индикатором литогенетической изменчивости, а потому наиболее удобным объектом для стадиальных наблюдений и корреляции степени измененности пород в пределах различных тектонических структур.

Центральную часть Ленской ветви передового прогиба выполняет комплекс пород нижнего мела и верхней юры, известный в литературе как угленосная формация севера Ленского бассейна. В ее основании залегают мелководные морские и лагунные отложения, сменяющиеся вверх по разрезу дельтово-аллювиальными, озерными и болотными (угленосными) осадками. Мощность этого комплекса на платформенном (внешнем) крыле прогиба не превышает 0,5 км, на прискладчатом (внутреннем) крыле резко возрастает до 2,5-3 км, а местами, в отдельных впадинах (Собопольской, Линденской) до 5 км и более (см. рис. 3.24).

Нижележащие комплексы пород средней, нижней юры, триаса, перми и местами карбона обнажены вдоль обрамлений прогиба. На западе и юго-западе они входят в состав отложений континентального и прибрежно-морского генезиса суммарной мощностью не более 1,5 км. В центральной части рассматриваемой территории эти отложения образуют Приверхоянское перикратонное опускание, увеличиваясь в мощности до 2,5-3 км вблизи его границ со складчатой системой. Далее к востоку, в пределах складчатой системы, они образуют многокилометровую толщу ритмично чередующихся песчаников, алевролитов и аргиллитов, сформировавшуюся преимущественно в дельтово-морских условиях, и известную под названием верхоянского комплекса. Последний повсеместно по разрывам Западно-Верхоянского краевого шва надвинут на синхронные ему отложения перикратонного прогиба и на более молодые образования Приверхоянского передового прогиба. Западно-Верхоянский шов представляет дугообразную полосу шириной от 5 до 50 км и более и протяженностью свыше 1 200 км от северо-западных отрогов Хараулахских гор до хребта Сетте-Дабан на юге. В его пределах чередуются участки круто наклоненных (до 60-85°), моноклинально залегающих слоев с участками интенсивно дислоцированных толщ.

Условия залегания пород палеозоя и мезозоя внутри передового прогиба во многом зависят не только от расстояния от Западно-Верхоянского шва, но также от их близости к системам диагональных глубинных разломов (в основном сбросо-сдвигов), простирающихся от складчатой системы, т.е. с юго-востока на северо-запад. Имеются в виду Богучанский, Унгуохтахский, Джарджанский и другие разломы (см. рис. 3.24). Они наследуют простирания бортов ранне- и среднепалеозойских рифтовых впадин, рассекавших восточную окраину Сибирского кратона.

Активизация рифтогенеза в начале каменноугольного периода предопределила начало миогеосинклинального тектонического режима погружения континентальной окраины пассивного типа на территории современного Верхоянья. После завершения миогеосинклинального режима и позднемезозойской складчатости тектонические подвижки по разломам неоднократно возобновлялись. Непосредственно в пределах складчатой системы вышеупомянутые диагональные разломы контролировали поля развития палеотермальных куполов и генетически связанных с ними зон метаморфизма пород верхоянского комплекса.

В пределах Приверхоянского передового прогиба северо-западные ветви этих же разломов обусловили блоковое строение фундамента впадин и поперечных выступов внутри ОБ. Такое строение (присущее, как отмечал А.А.Богданов, всем передовым прогибам) во многом предопределило формирование и распределение в породах зональности литогенеза, как показано на генерализованной схеме рис. 3.24. Там все зоны литогенеза обобщены в 4 градации, отвечающие (несколько условно) стадиям: 1 – раннего и среднего катагене-

http://jurassic.ru/

за (см. зоны II-III в табл. 3.8), 2 – позднего катагенеза (см. IV, V там же), 3 – метагенеза (VI), 4 – раннего метаморфизма (VII-IX), свойственного только части пород верхоянского складчатого комплекса.

Анализируя все эти данные, удалось выявить ряд следующих закономерностей.

1. На площади передового прогиба в современном эрозионном срезе литогенетическая зональность имеет сложную – мозаичную конфигурацию, приблизительно отвечающую блоково-ячеистому строению этой тектонической структуры и согласующуюся с конфигурацией сети долгоживущих разломов в фундаменте прогиба.

2. Зоны наиболее интенсивных постседиментационных преобразований, наблюдаемые вблизи сместителей диагональных сбросо-сдвигов, а также в пределах всего внутреннего крыла прогиба, занимают резко дискордантное положение относительно стратиграфических и формационных границ осадочных комплексов (рис. 3.25, 3.26). Всюду по направлению к складчатой системе зоны катагенеза резко воздымаются вверх по разрезу, переходя во все более молодые стратиграфические подразделения на относительно коротких расстояниях. Зоны раннего и среднего катагенеза здесь полностью выклиниваются, а прочие зоны многократно сокращаются в мощности. Усиление интенсивности постседиментационных преобразований опережает темпы роста мощности отложений и палеоглубин их залегания.

3. В противоположность вышесказанному, на внешнем крыле и в центральных впадинах прогиба (Собопольской, Линденской и др.) интенсивность катагенеза пород невелика и чрезвычайно постепенно наращивается сверху вниз по разрезу. Там начальный катагенез терригенных пород отчасти совпадает со стадией бурых углей, или протокатагенеза ОВ (ПК, по Н.Б.Вассоевичу); средний катагенез – приблизительно со стадиями длиннопламенных и отчасти газовых углей, или с начальными градациями мезокатагенеза ($МК_1$ - начало $МК_2$); поздний – с марками газовых, жирных и коксовых углей или с конечными градациями мезокатагенеза (конец $МК_2$-$МК_3$). Однако данная корреляция применима только для тех тектонических впадин, которые непрерывно погружались на протяжении почти всего времени их существования. Для иных структур осадочного бассейна она заметно нарушается.

4. В тектонически подвижных зонах сочленения восточной окраины Сибирской платформы со складчатой системой мезозоид фиксируется большой разброс значений степени измененности углей и вмещающих пород. В зонах надвигов (т.е. интенсивных стрессовых

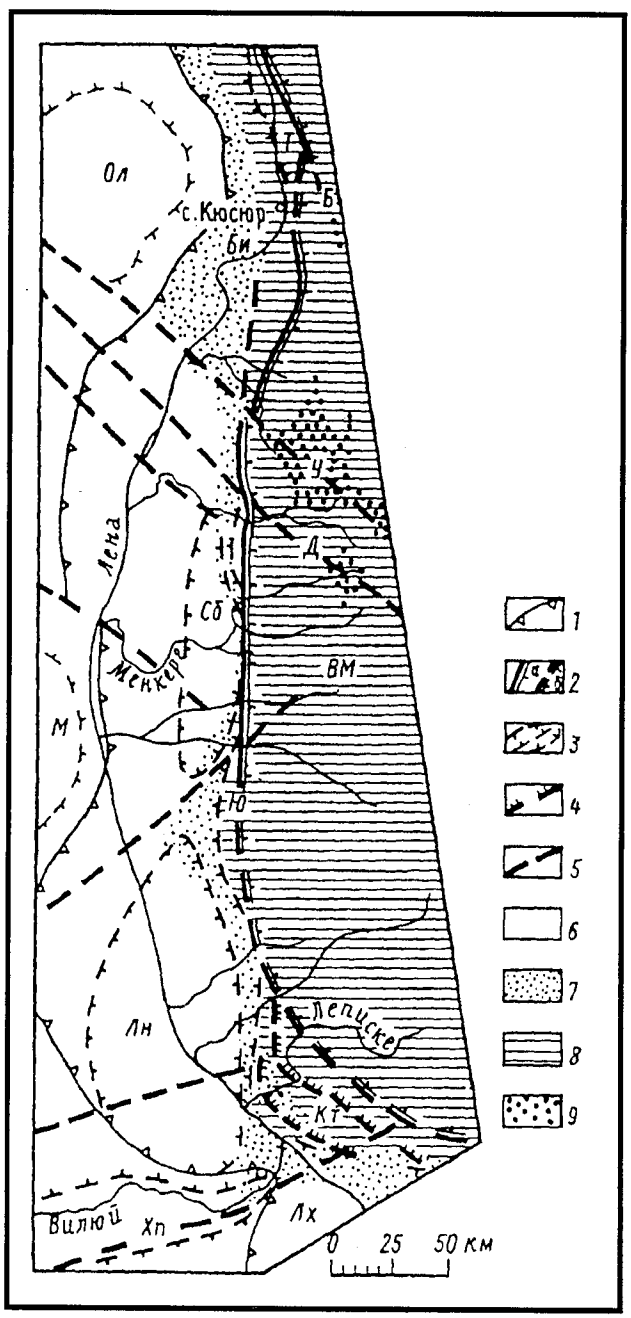


Рис. 3.24. Упрощенная схема литогенетической зональности в современном эрозионном срезе Ленской ветви Приверхоянского прогиба и Верхоянского мегантиклинория, по О.В.Япаскурту [1999]

1 – внешняя граница передового прогиба; 2 – внутренняя его граница, или Западно-Верхоянский краевой шов : а – крутые взбросы, б – участки покровно-складчатых дислокаций; 3 – контуры впадин и положительных структур платформы и передового прогиба : Оленекский (Ол) и Мунский (М) своды, Хапчагайский вал Вилюйской синеклизы (Хп), Собопольская (Сб) , Линденская, (Лн) и Лунгхинская (Лх) впадины , Туорасисский (Т) , Юндюлюнгский (Ю) и Китчанский (Кт) выступы краевого шва, Булунская впадина (Бн); 4 – надвиги; 5 – глубинные сбросо-сдвиги, выраженые преимущественно в фундаменте прогиба и верхоянском складчатом комплексе : Б – Богучарский, У— Унгуохтахский , Д – Джарджанский и др.; 6 - 8 – зоны литогенеза: 6 – катагенеза раннего, 7 – катагенеза позднего (глубинного), 8 – метагенеза; 9 – зоны метаморфизма зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций

http://jurassic.ru/

воздействий) преобразование песчаных пород местами даже опережает степень углефикации, в отличие от преобразований тех же отложений в соседних платформенных условиях. Например, вблизи Усть-Вилюйского надвига на Китчанском поперечном выступе, на р. Лееписке (см. рис. 3.26) песчаники средней и верхней юры изменены на стадии метагенеза, а чередующиеся с ними угли остаются на уровне газовых марок ($МК_2$). Это объясняется тем, что аномальное давление и меняющийся под его воздействием водно-флюидный режим активно влияли на минеральное вещество пород, тогда как главным фактором углефикации оставалась только температура.

Учитывая вышеизложенное, О.В.Япаскуртом [1992] осуществлено раздельное картирование зональности структурно-минеральных преобразований различных видов пород и углистого вещества с последующим синтезом полученных таким путем данных на единой формационной основе. Такой методический прием предназначается для диагностики участков повышенных напряжений (фиксируемых по превышению степени измененности минеральных компонентов сравнительно со степенью катагенеза ОВ) и предлагается в качестве подсобного средства для палеотектонических реконструкций.

На первых порах перечисленные особенности литогенеза в области сочленения платформы со складчатой системой объяснялись действием стресса, который рассматривался в качестве основной причины интенсивных преобразований пород; по предложению Б.А.Соколова [1985] был выделен особый генетический тип литогенеза - "динамокатагенез". Впоследствии, однако, пришлось отказаться от употребления данного термина, так как новые наблюдения показали, что резкое возрастание постседиментационной измененности пород вкрест простирания прогиба (в направлении

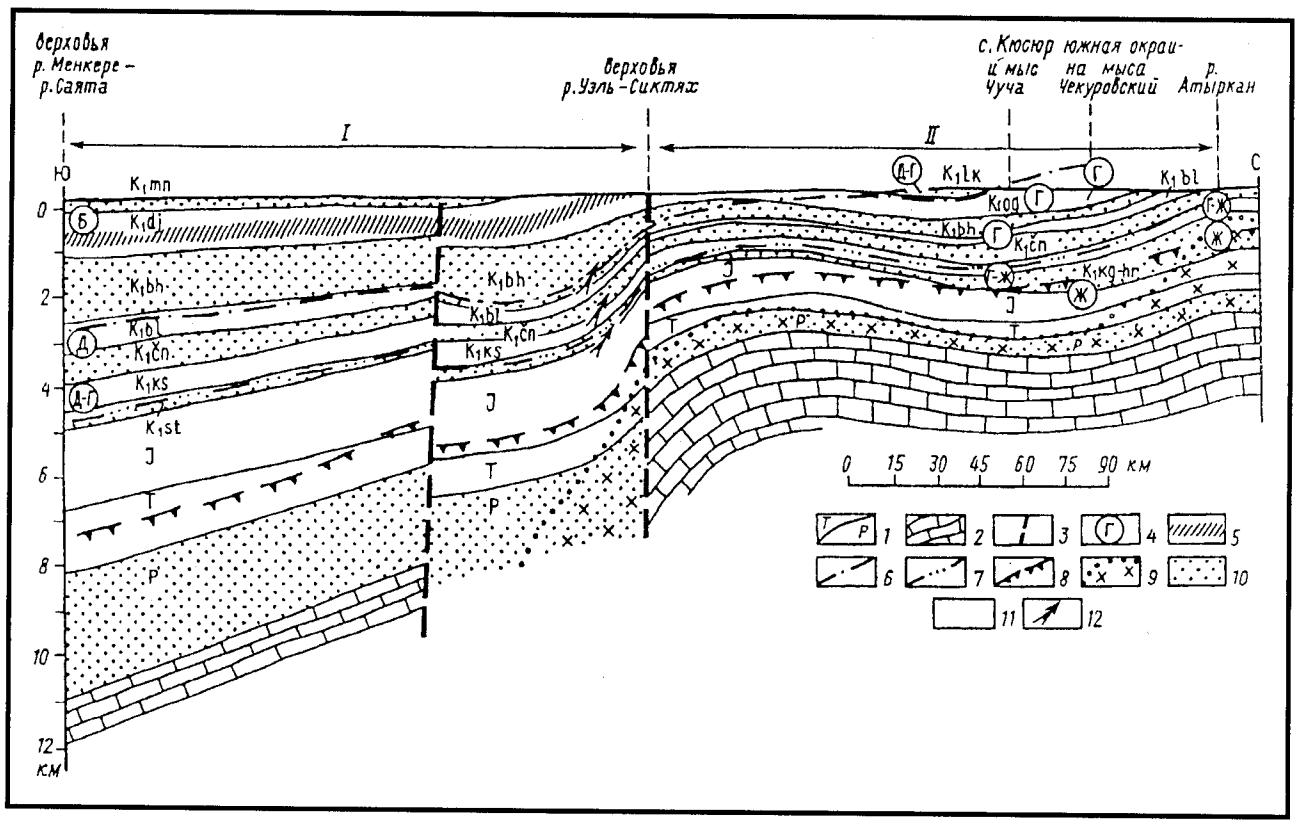


Рис. 3.25. Схема литогенетической зональности на продольном профиле прискладчатого крыла Ленского прогиба [Япаскурт, 1992]

1 – границы и возраст стратиграфических подразделений; 2 – раннепалеозойско-рифейский преимущественно карбонатный фундамент; 3 – разломы; 4 – марки углей; 5 - 9 – границы зон измененности песчаных пород: 5 – начала цементации, 6 – хлорито-кварцевого порового цемента и появления конформных структур (начала позднего катагенеза), 7 – кварцевого цемента "типа припая" и господствующих конформных структур, 8– регенерационно-инкорпорационных структур, 9 – рекристаллизационно-бластических структур (начала метагенеза); 10 – преимущественно песчаные породы; 11 – преимущественно алевропелитовые породы, 12 – направление миграции элизионных флюидов. Индексы нижнемеловых свит: K_1kg - hr – кигиляхская (угленосная) и хиргасская нерасчлененная, K_1st – саятинская, K_1ks – кюсюрская (угленосная), K_1cn – чонкогорская, K_1bl – булунскаяй (угленосная), K_1bh – бахская, K_1og – огонерюряхская (угленосная), K_1dj – джарджанская (угленосная), K_1lk – лукумская, K_1mn – менгкеринская; I – II – участки прогиба: I – Собопольский, II – Булунский

http://jurassic.ru/

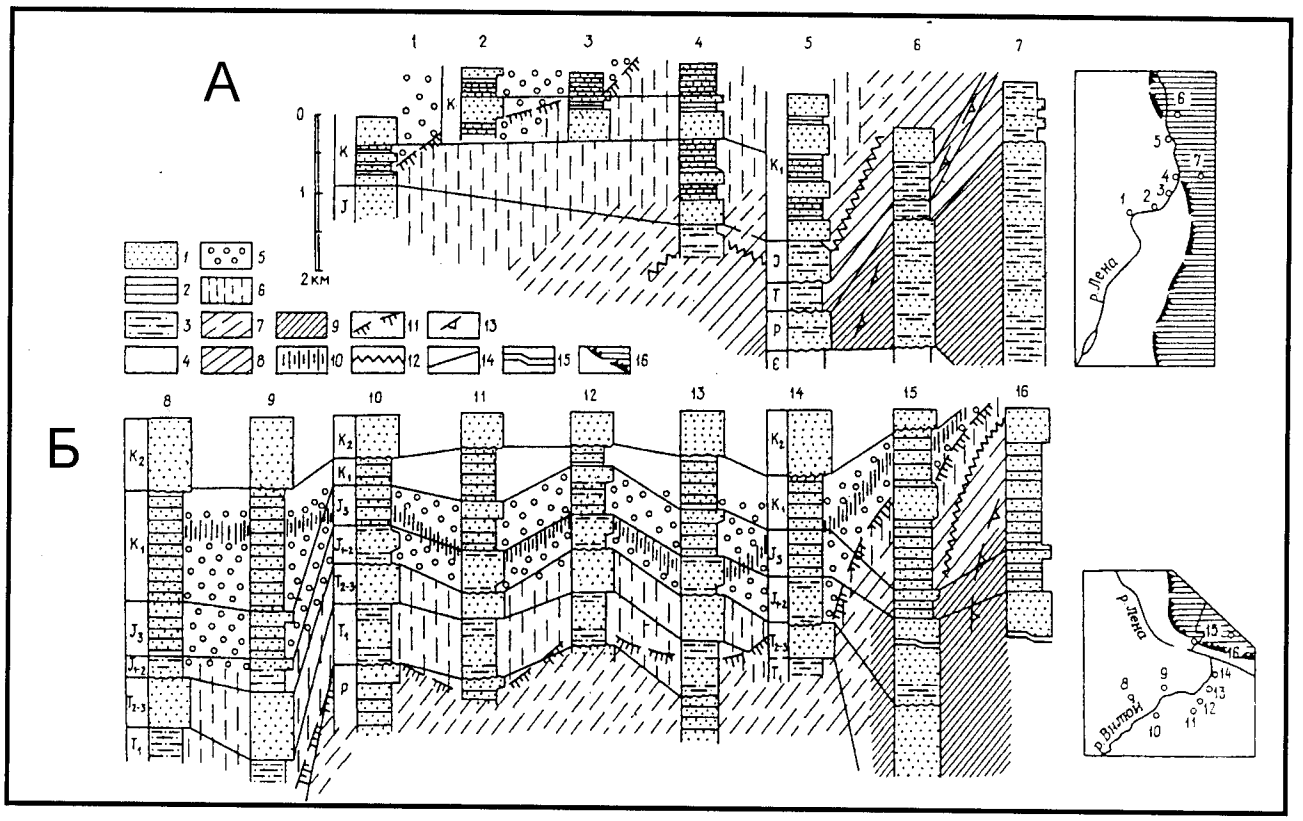


Рис. 3.26. Зоны катагенеза песчаных пород и углистого вещества в разрезах скважин и обнажений Приверхоянского прогиба вкрест простирания Булунской впадины и Туорасисского выступа (А) , Линденской впадины, Хапчагайского мегавала и Китчанского выступа (Б)

1-3 – породы (в литологических колонках): 1 – преобладающие песчаники, 2 – чередующиеся угли, алевролиты, песчаники, 3 – алевролиты и аргиллиты с подчиненными песчаниками; 4-9 – зоны литогенеза песчаных пород: 4 – I, 5 – II, 6 – III, 7 – IV, 8 – V, 9 – VI; 10 - 13 – границы углефикации: 10 – Б и Д, 11 – Д и Г, 12 – Г и Ж, 13 – Ж и К; 14 – границы стратиграфических подразделений ; 15 – тектонические перерывы; 16 – Верхоянско-Колымская складчатая область (заштрихована на врезках) и ее западная граница. Цифрами над колонками обозначены номера разрезов, местонахождение которых показано на врезках : 1 - 7 – обнажения: 1 – устье р. Семейки, 2 – мыс Огонер-Юрях, 3 – левый берег Лены напротив с. Кюсюр, 4 – мыс Чуча, 5 – мыс Чекуровский, 6 – хребет Туора-Сис (Тасаринская синклиналь), 7 – реки Даркы и Чубукулах; 8 - 14 – скважины: 8 – Балагачи, 9 – Уоранг, 10 – Средне - Вилюйская, 11 – Соболахская, 12 – Неджелинская, 13 – Бадаранская, 14 – Нижне - Вилюйская; 15 - 16 – обнажения: 15 – низовья р. Леписке, 16 – р. Чечума [Япаскурт, 1992]

к складчатой системе) обусловлены не прямой связью с напряженным состоянием, но сложившимся в конкретной обстановке сочетанием воздействия напряжений с повышенным тепловым потоком в зонах долгоживущих разломов складчатой системы вместе с их ответвлениями в передовом прогибе. Поэтому был введен другой термин: "регионально наложенный литогенез типа динамотермальной активизации" [Япаскурт, 1992] (см. табл. 3.5). Имеется в виду *дискретность* литогенетических процессов, подчиненных не только уровню погружения пород, но и многократным изменениям эндогенного термобарического режима, зависящего, в свою очередь, от тектонической (геодинамической) обстановки.

С таким выводом согласуются следующие наблюдения в Верхоянской складчатой системе.

Во-первых, это палеотермальные купола на севере складчатой системы, локализованные в непосредственной ее близости от границ с Приверхоянским прогибом [Япаскурт, Андреев, 1985]. Порожденные ими ареалы зональных метаморфических изменений верхоянского комплекса (отвечавших зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациям) находятся в областях пересечения вышеупомянутых диагональных разломов (северо-западной и северо-восточной ориентировки) и вблизи геофизических аномалий, интерпретируемых как очаги глубинной гранитизации фундамента складчатой системы. Примечательно, что вышеназванные зоны метаморфизма оказались локализованными не возле надвигов, а вблизи диагональной системы разрывов раздвигового или сбросо-сдвигового типа. Следовательно, при метаморфизме пород верхоянского комплекса главенствующую роль играли процессы термального, а не стрессового воздействия на породы.

Во-вторых, оказалось, что метаморфизованы не везде и не только самые нижние члены разреза верхоян-

http://jurassic.ru/

ского комплекса, как предполагала прежде А.Г.Коссовская [1962]. Зоны метаморфизма распространены местами на отложения верхней перми и триаса, то есть они мигрируют по разрезу складчатого комплекса. Было доказано также, что термальная активизация осуществлялась импульсивно – на этапах существенных тектонических перестроек структуры складчатой системы, а именно: на рубеже между пермским и триасовым периодами и в самом конце мезозоя [Япаскурт, 1992].

Последняя термально-метаморфическая активизация в складчатой системе определенно сказалась на зональности литогенеза пород в передовом прогибе. Очевидно, что ею было обусловлено показанное на рис. 3.25 и 3.26 усиление интенсивности катагенеза позднеюрских и раннемеловых пород на северном, или так называемом Булунском участке прогиба (расположенном на широте Оленекского свода Сибирской платформы) по сравнению с менее глубокой измененностью синхронных и более мощных отложений из соседней с юга Собопольской впадины. Причины усиленной измененности пород Булунского участка становятся понятными, если обратиться к карте зональности метаморфизма на пограничных территориях складчатой системы. Там, именно в верховьях рек Хараулах и Улахан-Унгуохтах, находятся самые крупные ареалы зонально-метаморфических изменений складчатого верхоянского комплекса, контролируемые, соответственно, Богучанским и Унгуохтахскими глубинными разломами. Северо-западные ответвления от упомянутых разломов простираются как раз на территорию Булунского участка.

Отсюда следует, что постскладчатые эндогенные термальные импульсы распространяли свое влияние не только на верхоянский терригенный комплекс, но отчасти и на породы мезозойской угленосно-терригенной формации в Приверхоянском прогибе. Все эти объекты сравнимы с "саморазвивающейся" сложнейшей физико-химической системой. Для ее деструктивных преобразований были необходимы глубинные тепловые импульсы. Серьезными активизаторами литогенетических процессов здесь могли стать потоки мантийных флюидов. Однако значение их сравнимо с ролью своеобразного "стартера", давшего только импульс к реализации больших резервов, заложенных внутри самого "двигателя" - флюидно-породной системы самого ОБ.

Итак, становится очевидным, что *процессы породообразования на платформенных окраинах и в передовых прогибах следует рассматривать в неразрывной взаимосвязи с таковыми в складчатых системах*. Верхоянье в данном аспекте представляется как особо показательный объект. Вскрытые там закономерности, несомненно, могут распространяться на подобные тектонические структуры иных регионов.

К вышесказанному можно добавить, что рассмотренные здесь породные новообразования, свойственные литогенезу и метаморфизму динамотермальной активизации, усложнялись на самой поздней – орогенной стадии инверсии ОБ процессами регрессивного катагенеза.

3.4. Гидротермальный литогенез

3.4.1. Вводные замечания

Исследователи вторичных изменений осадочных и вулканогенно-осадочных толщ постоянно сталкиваются в тектонически активных континентальных областях с аномальными преобразованиями пород. Изменения пород в этом случае связываются с инверсионными (складчатыми и орогенными) этапами эволюции ОБ и эндогенными термальными проявлениями. Они относятся к процессам, наложенным на породы, которые в свою очередь были уже изменены ранее в условиях погружения осадочной толщи (катагенеза), т.е. уже прошли те или иные преобразования в обстановке постепенного возрастания температуры при нормальном геотермическом градиенте и при нормальном увеличении литостатического давления за счет собственных ресурсов осадочного чехла, в том числе погребенных седиментационных вод.

Эти упомянутые наложенные изменения пород являются частью более общей и в целом еще недостаточно изученной обширной группы преобразований, которые могут быть не только наложенными на предшествующие изменения, но и проходить одновременно с ними, или проявляться в "чистом"виде. Они обусловлены высоким тепловым потоком и циркуляцией горячих растворов в ОБ, приуроченных к структурам с определенным тектоническим и тепловым режимом их становления, но не только в условиях формирования складчатости. Все эти преобразования могут быть отнесены к многоликому и широко распространенному в тектонически активных областях явлению – гидротермальному литогенезу.

Гидротермальный литогенез, являясь следствием тектоно-магматической активности, представляет интерес не только сам по себе, но и относится к одному из наиболее надежных индикаторов ее проявления. Например, он может быть дополнительным критерием при распознавании стадий развития рифтовых структур, а также использоваться при изучении истории развития других ОБ.

В то же время, многие стороны гидротермального литогенеза и, прежде всего, в связи с ОБ, изучены слабо или вовсе не изучены. Поэтому этот раздел книги носит больше постановочный характер, т.е. скорее очерчивает и обосновывает круг главных проблем, чем отражает результаты законченных исследований (в первую очередь это относится к континентальным областям). Задача заключается в том, чтобы рассмотреть

http://jurassic.ru/

общую концепцию гидротермального литогенеза, систематизировать уже существующие знания, обозначить наиболее важные проблемы и показать пути их решения.

3.4.2. Термины и их содержание

Выделение гидротермального литогенеза и обоснование смыслового содержания этого термина проведены в развитие представлений Н.М. Страхова [1963] о вулканогенно-осадочном типе литогенеза. Термин литогенез в данном случае имеет то же значение в иерархии "тип литогенеза-литогенез", что и, например, "поверхностный литогенез", использованный Н.М. Страховым [1963] при описании типов литогенеза.

В первоначальном понимании гидротермальный литогенез рассматривался авторами этого термина С.И. Набоко и В.А. Ерощевым-Шаком [Тимофеев и др., 1979, 1980] как преобразование осадков в субповерхностных условиях под воздействием гидротермальных растворов в вулканически активных наземных и подводных океанических областях. В настоящее время можно утверждать, что в активных в тектоно-магматическом отношении структурах гидротермальное изменение осадков проходит в условиях действия конвективных гидротермальных систем, охватывающих одновременно и осадочный чехол, и магматический фундамент до магматических камер. При определенных условиях на дне водных бассейнов происходит разгрузка гидротерм, что естественно влияет на процессы осадкообразования. В частности, седиментационные эффекты в океанах заключаются в формировании отложений "черных и белых курильщиков" и металлоносных осадков, а также в возможном участии гидротермального вещества, но уже в обезличенном виде (через морскую воду), в пелагической седиментации на участках, удаленных от очагов гидротермальной разгрузки.

Следовательно, гидротермальный литогенез объединяет преобразования пород и отложение их продуктов в осадочных бассейнах в единый процесс, в основе которого лежит метасоматоз, обусловленный действием растворов (вадозных, магматогенных и смешанных) в поле повышенного теплового потока во всем пространстве существования конвективных гидротермальных систем в земной коре. Метасоматозом, вслед за Д.С. Коржинским, называем "всякое замещение горных пород с изменением химического состава" (Геол. словарь, 1973, с. 437). Метаморфизм в его классическом понимании, т.е. как изохимический процесс, представляет собой самостоятельный раздел в изучении преобразования пород и находится за пределами понятия "гидротермальный литогенез".

При рассмотрении этого процесса преимущество отдано, вслед за многими исследователями, вадозным водам. В то же время, не исключаются и растворы, формирующиеся из компонентов, поступающих из магматических камер, которые также участвуют в метасоматическом процессе в наиболее высокотемпературных участках гидротермальных систем, непосредственно реагируя с породами или в смеси с вадозными водами при прохождении их через толщу океанической или континентальной коры. По мнению Н.М. Страхова, например, в вулканических наземных постройках "ювенильные воды несомненно участвуют в формировании общей массы гидротерм, но слагают лишь часть ее, обычно второстепенную и даже совсем ничтожную" [Страхов, 1963, с. 327].

Наши исследования в рамках гидротермального литогенеза заключаются в основном в изучении процессов взаимодействия вода-порода и их продуктов в гидротермальных системах в различных геологических обстановках в океанах и на континентах. Они преследуют определение минеральных и химических преобразований пород с целью выяснения условий их изменения, перераспределения вещества в участках земной коры, охваченных гидротермальными системами, а также установление масс выноса выщелоченного из пород вещества в осадочные бассейны.

В нашем представлении три составляющие характеризуют гидротермальный литогенез в полном его объеме: гидротермальные изменения осадочного чехла, гидротермальные изменения магматического фундамента, а также седиментационные проявления, связанные в единый процесс едиными гидротермальными конвективными системами. Следовательно, к *гидротермальному литогенезу целесообразно отнести все процессы взаимодействия вода-порода, спровоцированные высоким тепловым потоком, проходящие во всем пространстве конвективных гидротермальных систем при участии растворов независимо от генезиса их водной и катионно/анионной составляющих, вызывающие перераспределение вещества в земной коре, а также, в определенных случаях, участвующие в глобальном обмене веществом между литосферой и гидросферой*. Следует подчеркнуть, что гидротермальный литогенез не охватывает все известные гидротермальные изменения пород. Он характеризует преобразования, проходящие в определенных структурах и ОБ, становление которых обусловлено подъемом астеносферы и формированием гидротермальных систем.

В указанном понимании гидротермального литогенеза становится очевидным, что гидротермальные изменения осадков в приповерхностных условиях и седиментационные эффекты подводных гидротермальных источников в осадочных бассейнах (сульфидные постройки "черных курильщиков", металлоносные осадки и т.п.) – это важные, но лишь наиболее доступные для изучения вершины гигантских айсбергов, которые отражают деятельность конвективных гидротермальных систем в тектонически активных участках земной коры.

http://jurassic.ru/

Гидротермальный литогенез ближе всего понятию "метаморфизм зон растяжения". Метаморфизм зон растяжения (дивергенции) впервые был выделен в 70-е годы [Miyashiro, 1973]. Наиболее важные зоны проявления этого типа метаморфизма – срединно-океанические хребты. Этот метаморфизм был назван гидротермальным [Coleman, 1977] и проходит в океанической коре благодаря проникновению морской воды на глубину более 2-3 км (по данным изотопии кислорода). Н.Л. Добрецов [1995] считает, что, строго говоря, только последняя стадия (условия подъема нагретых флюидов) является гидротермальным процессом, когда происходит гидротермальное изменение пород с преобладанием выщелачивания. Он относит ее к гидротермальным процессам в современных гидротермальных системах Паужетки на Камчатке и Вайракей в Новой Зеландии. Этот же тип метаморфизма характерен для многих офиолитов, например, Омана и Троодос [Coleman, 1977] и для рифейско-нижнепалеозойских офиолитов Северной Евразии [Добрецов, 1985]. С нашей точки зрения процессы выщелачивания и перераспределения вещества характерны для всей гидротермальной системы в целом, то есть как для ее восходящих, так и для нисходящих ветвей, хотя они существенно различаются. Наиболее интенсивно гидротермальные процессы проходят безусловно в восходящих ветвях при подъеме горячих и агрессивных флюидов с возможным участием ювенильных газов. Для нисходящих ветвей гидротермальных систем характерен регрессивный характер метаморфизма океанической коры [Силантьев, Дмитриев, 1987].

Термин литогенез здесь, как и в других разделах этой книги, отражает процессы минерального и химического преобразования осадков и пород, т.е. применяется именно в этом смысле. В то же время, этот термин имеет длительную историю и не раз трансформировался. Г.Э. Ог под литогенезом понимал совокупность процессов образования и эволюции осадочных пород, другие геологи, современники Г.Э. Ога – процессы образования осадочных, изверженных и метаморфических пород [Геол. слов., 1973]. В настоящее время термин "литогенез", после того как его смысл сузил Н.М. Страхов [1956] процессами седиментогенеза и диагенеза, а затем изменил П.П. Тимофеев [1978], определив границы его содержания в пределах диагенеза и катагенеза (эта совокупность процессов в англоязычной литературе обозначена термином "*diagenesis*"), превратился в России в термин свободного пользования и употребляется в настоящее время разными авторами в различных значениях. Поэтому в каждом конкретном случае желательно объяснять, что под ним подразумевается. За рубежом термин "*lithogenesis*" в целом сохранил свое первоначальное содержание и означает "происхождение и образование горных пород, особенно осадочных" (Glossary..., 1972, с. 256).

3.4.3. Гидротермальный литогенез в океанах

Основными структурными элементами океанической коры, благоприятными для проявления гидротермального литогенеза, являются СОХ, спрединговые окраинные моря, подводные вулканические горы и асейсмичные вулканические хребты. Для нас интересны в данном случае только океанические рифты, т.к. на континентах будет рассмотрен гидротермальный литогенез в основном в ОБ, связанных с рифтовыми структурами, в которых предполагается много похожего с океаническими рифтами в подходах к изучению этого явления.

В океанических рифтах наиболее интересны для изучения гидротермального литогенеза осевые долины СОХ с современной гидротермальной активностью. На сегодняшний день вскрыты глубоководным бурением два наиболее представительных в этом отношении участка: в Срединной Долине хребта Хуан де Фука в северо-восточной части Тихого океана и в осевой долине Восточно-Тихоокеанского поднятия в Калифорнийском заливе. Наиболее доступны для максимально полного изучения гидротермального литогенеза вулканические породы в надводной океанической рифтовой структуре, которой является Исландия; полученные данные в этом регионе во многом могут быть опорными при интерпретации результатов изучения гидротермального литогенеза в базальтовом слое океанической коры в подводных океанических рифтах, а также в кристаллическом фундаменте континентальных рифтовых осадочных бассейнов.

3.4.3.1.Факторы и процессы гидротермального литогенеза

На дне океанов выражением активной гидротермальной деятельности в рифтах служат "черные и белые курильщики", гидротермальные плюмы и металлоносные осадки в СОХ. Они свидетельствуют о существовании в хребтах гидротермальной циркуляции. Это явление оценивается как глобальное по масштабам своего распространения [Lister, 1972]. Оно заключается в проникновении морской воды на флангах открытых конвективных ячеек в океаническую кору на большую глубину, разогреве ее и последующем подъеме с разгрузкой на дне океана в центральных частях гидротермальных систем. Минерализация растворов, циркулирующих в океанической коре, происходит преимущественно за счет извлечения из вмещающих пород химических элементов при взаимодействии вода-порода. Дальнейшая их судьба представляется следующим образом. Часть выщелоченных компонентов выносится подводными источниками в океан, сопровождаясь седиментационным эффектом. Он заключается в формировании на дне гидротермальных и гидротермально-осадочных отложений, в том числе рудных скоплений, а также гидротермальных плюмов в толще океаничес-

http://jurassic.ru/

кой воды. Кроме того, при поступлении во "всеокеанский резервуар" они поддерживают наряду с растворенным веществом речного стока динамическое равновесие состава океанской воды, постоянно истощаемой в процессе осадконакопления. В последнем случае гидротермальное вещество, хотя уже и в обезличенном виде, участвует в океаническом осадкообразовании, наиболее заметно проявляя себя в пелагическом аутигенном седиментогенезе, особенно в областях с полями железомарганцевых конкреций, т.е. с минимальным поступлением терригенного кластического вещества. Другая же часть вещества, вовлеченного в гидротермальную циркуляцию в океанической коре, в силу различных причин не выходит за ее пределы и подвергается в разной степени перераспределению как в магматическом, так и в осадочном ее слоях, формируя жильные комплексы, в том числе рудные, и стратиформные отложения особенно по субгоризонтально расположенным зонам брекчирования.

По мнению многих исследователей, реакция взаимодействия нагретой морской воды с породами океанической коры является основополагающей для круговорота элементов через литосферу и для концентрации металлов в верхней части океанической коры и на океаническом дне. Наиболее активен процесс геохимического взаимодействия литосферы и океана через обмен веществом в конвективных гидротермальных ячейках в районах действия подводных горячих источников.

Геохимическое изучение измененных базальтов из рифтовых зон, а также из офиолитовых комплексов, рассматриваемых как фрагменты древней океанической коры, показало, что на них воздействовала морская вода как метасоматический флюид в широком интервале температур – от 2-4°С до 400°С [Bohkle et al., 1984; Corliss, 1971; Garlick, Dymond, 1970; Hart, 1969, 1973; Melson, Thompson,1973; Melson et al., 1968; Muehlenbachs, Clayton, 1972a,b; Spooner, Fyfe, 1973; Stakes, O'Neil, 1982; Thompson, 1973]. Важным также оказался тот факт, что для пород офиолитовых комплексов, претерпевших гидротермальные изменения, термический градиент достигает 150-200°С/км, т.е. значительно выше, чем при литогенезе погружения. Такой высокий термический градиент объясняется циркуляцией нагретых морских вод в океанической коре [Колман, 1979].

Кроме того, изотопный состав кислорода и углерода из вторичных минералов измененных базальтов СОХ позволил установить, что их преобразования проходят при соотношении вода/порода больше 50, а в нижних комплексах – при отношении около 1 [Stakes, O'Neil, 1982].

Представление о том, что в рассматриваемых гидротермальных системах находится в основном морская вода, подтверждается также расчетами, которые показывают, что объем ювенильной воды, которая может отделиться при ежегодном образовании в СОХ около 17,5 км^3 магматических пород, составляет лишь незначительную долю от существующих гидротермальных потоков [Corliss et al., 1979]. По данным, приведенным в работе [Wolery, Sleep, 1976], через гидротермальные системы проходит весь объем океанической воды за время от 1,5 до 11 млн лет. В. Дженкинс с соавторами [Jenkins et al., 1978] и М. Уалдроп [Waldrop, 1980] оценили это время в 8 млн лет.

Глубина проникновения морской воды в кору в океане определяется разными авторами от 2 до 10 км [Kawahata, 1983; Lewis, Snydsman, 1977; Lister, 1974; Ribando et al., 1976; Spooner, 1976; Wolery, Sleep, 1976]. Базальты СОХ довольно хорошо проницаемы для морской воды в связи с их трещиноватостью, брекчированностью и пористостью. Средняя их пористость составляет 7,8% [Hyndman, Drury, 1976].

Основным источником тепла для разогрева морской воды являются нестационарные магматические камеры, находящиеся под осевыми зонами СОХ на глубине до 2-2,5 км, а также дайки и изверженные базальты. В системе СОХ к поверхности поступает до 17.5 км^3 базальтового материала в год, 50-80% которого образуют интрузии под покрышкой эффузивов. Расчеты показали, что 1 км^3 охлаждающейся базальтовой магмы может нагреть 3 км^3 морской воды до 300°С. Максимальная температура подводных гидротермальных источников, по расчетам Дж. Бишоффа, может достигать на выходе 390°С.

Таким образом, при наличии магматической камеры на относительно небольшой глубине и высокой проницаемости пород возникают конвективные гидротермальные ячейки с каналами разгрузки растворов, приуроченными к наиболее проницаемым зонам, которые, как правило, находятся в осевых и приосевых зонах срединно-океанических хребтов.

Современные данные по стабильным изотопам, а также результаты экспериментальных работ показывают, что катионная составляющая природных гидротермальных растворов, а также S, Cl, F, H поступают из морской воды и из вмещающих пород при их изменении. В то же время, в разгружающихся на дне растворах установлены ювенильные компоненты: гелий, водород, аммиак. Кроме того, существуют отдельные определения, указывающие на присутствие магматогенного вещества в жильных минералах, например ювенильной серы в некоторых пиритах из океанических базальтов. Не исключено также, что жильный апофиллит, найденный в меловых долеритах впадины Науру и в неогеновых эффузивных базальтах Коста-Риканского рифта (Kurnosov et al., 1981; Kurnosov et al., 1983], образовался не без присутствия магматогенного фтора. Таким образом, участие ювенильных компонентов в гидротермальной циркуляции не следует полностью исключать из рассмотрения при изучении гидротермального литогенеза в океанах.

http://jurassic.ru/

3.4.3.2. Гидротермальные изменения вулканических пород в надводных рифтах (на примере Исландии)

Структурно-тектоническое положение Исландии на простирании Срединно-Атлантического хребта и особенности ее геологического строения представляют уникальную возможность для изучения в наиболее доступных для этого условиях основных особенностей гидротермального литогенеза, связанных с рифтогенезом, проходившим и продолжающимся в настоящее время в наземной обстановке. Результаты изучения этого объекта интересны в контексте данной книги, так как ряд особенностей гидротермального литогенеза, установленных в Исландии, может быть использован в качестве сравнительного материала при рассмотрении аналогичных процессов в рифтах и рифтовых бассейнах на континентах и прежде всего в магматическом фундаменте, а также в вулканогенно-осадочном чехле.

3.4.3.2.1. Гидротермальные преобразования пород

В настоящее время можно считать доказанным, что термальные воды Исландии, за исключением прибрежных районов, где господствует морская вода, сформированы в процессе проникновения в базальты и вулканогенно-осадочные отложения поверхностных дождевых и талых ледниковых вод, нагретых в областях с высоким геотермальным градиентом. Геотермальные области традиционно разделяются на низко- и высокотемпературные зоны, разграничение между которыми проводится на уровне 150°С на глубине в 1 км. Наивысшие температуры, замеренные в Исландии в скважинах на глубине 2000 м, составили 340°С в геотермальной зоне Крабла и 380°С на геотермальном поле Несьяведлир.

Высокотемпературные проявления приурочены к зонам рифтогенеза и активного вулканизма (рис. 3.27). К поверхности земли нагретые воды поднимаются по

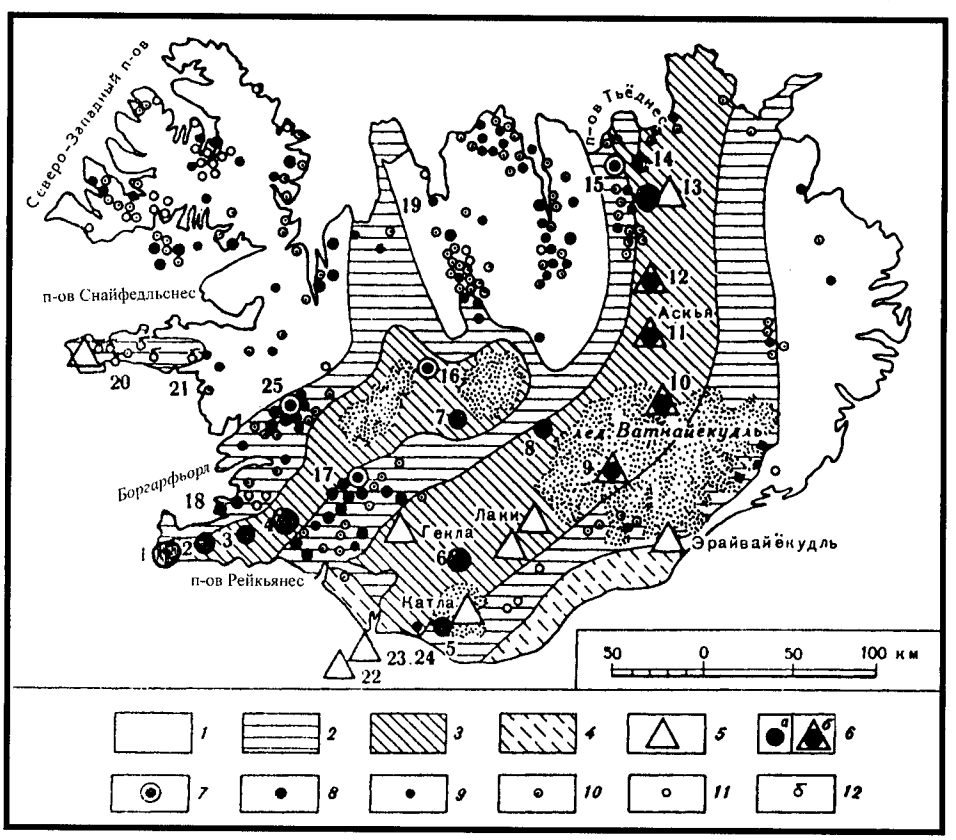


Рис. 3.27. Схема геологического строения Исландии и проявлений гидротермальной деятельности (границы геологических зон по Е.Е.Милановскому, 1976) [Кононов, 1983]

1 – комплекс миоцен-нижнеплиоценовых платобазальтов; 2 – плиоценовые и эоплейстоценовые вулканогенно-осадочные образования; 3 – плейстоцен-голоценовый вулканический комплекс; 4 – голоценовые осадочные образования; 5 – крупнейшие позднечетвертичные вулканы; 6 – гидротермальные системы (а) и фумарольные поля эруптивных центров (б); 7 – кипящие источники и гейзеры; 8-11 – горячие источники с температурой: 8 – 75-100°С, 9 – 45-75°С, 10 – 20-45°С, 11 – меньше 20°С; 12 – холодные минеральные источники.

Главнейшие гидротермальные проявления: 1 – Рейкьянес-Свартсенги, 2 – Крисувик-Ередладингья, 3 – Бреннистейнсфедль, 4 – Хейнгидль-Несъяведлир-Хверагерди, 5 – Соултхеймаекудль, 6 – Торфайекудль, 7 – Кендлингарфьедль, 8 – Вонарскард, 9 – Гримсветн, 10 – Кверкфедль, 11 – Аскья, 12 – Кетилдингья, 13 – Наумафьядль-Крабла, 14 – Тейстарейкир, 15 – Хвераведлир-Рейкьяхверви, 16 – Хвераведлир-Кьелур, 17 – группа Большого гейзера, 18 – Рейкьявик, 19 – Вармахлид, 20 – Лисуходль, 21 – Рейдамельсельселькельда, 22 – Суретей, 23 – Эльдфедль, 24–25 – скважины: 24 – на о. Хеймаэй, 25 – Дейлдартунга

http://jurassic.ru/

зонам разломов и трещинно-дайковых роев. Пятнистый, мозаичный характер распространения геотермальных проявлений отражает особенности геологического строения, распределение в толще пород проницаемых зон и путей миграции подземных вод. На поверхности высокотемпературные геотермальные поля располагаются в пределах зон рифтинга и новейшей вулканической активности. Эти зоны сложены молодыми, в основном голоценовыми неизмененными вулканитами.

Поля низкотемпературных гидротермальных проявлений в настоящее время известны во многих районах, сложенных более древними плейстоценовыми, плиоценовыми и миоценовыми породами, которые на более ранних этапах их существования могли подвергаться гидротермальному изменению. Это предопределяет возможность существования пород, в которых сочетаются и замещают друг друга продукты гидротермального изменения разной интенсивности.

В областях высокотемпературных гидротермальных проявлений выделяют три основные зоны изменения базальтов – смектит-цеолитовую, зону смешанослойных слоистых минералов-пренита и зону хлорита-эпидота. Амфибол, обнаруженный при бурении на уровне самых высоких температур, указывает на близкое расположение следующей региональной зоны [Kristmannsdottir, 1975]. Однако следует учесть, что амфибол может указывать также и на проявления контактного метаморфизма, встречающегося как локальное явление в любой зоне изменения базальтов [Гептнер, Петрова, 1998].

3.4.3.2.2. Преобразование базальтовых толщ нагретыми пресными водами

Низкотемпературная зона гидротермального преобразования.

Породы этой зоны по составу и характеру взаимоотношения вторичных минералов соответствуют смектит-цеолитовой зоне высокотемпературных проявлений. Более детальное расчленение измененных пород низкотемпературной зоны основано на анализе распространения цеолитов [Kristmannsdottir, 1975].

Цеолиты в базальтах Исландии развиты чрезвычайно широко. Это один из главных и характерных компонентов низкотемпературной зоны региональных гидротермальных изменений, охватывающих мощные толщи пород разного возраста. В базальтовых толщах наиболее широко распространены кальциевые и кальций-натриевые цеолиты (шабазит, томсонит, мезолит, сколецит, стильбит, гейландит, ломонтит). Часто встречаются натриевые цеолиты (анальцим, натролит), реже содержащие калий (филлипсит). Установлено, что в разрезе базальтовых толщ цеолиты располагаются закономерно. По составу преобладающих цеолитов была выявлена следующая смена минеральных ассоциаций (сверху вниз): шабазитовая, анальцимовая и мезолит-сколецитовая [Walker, 1960]. Позднее было установлено, что ниже мезолит-сколецитовой ассоциации может быть выделена самостоятельная ассоциация стильбита, сменяющаяся вниз мощной ломонтитовой зоной. Смена в разрезе одной ассоциации цеолитов другой объясняется проявлением геотермического градиента при погружении мощных толщ платобазальтов. На основе сопоставления с современными зонами гидротермальной деятельности установлены приблизительные температурные интервалы формирования различных типов цеолитов [Kristmannsdottir, Tomasson, 1978] (табл. 3.9).

Существует представление, что на состав образующихся цеолитов большое влияние оказывают вмещающие породы [Walker, 1960]. Образование высококремнистых цеолитов связывается преимущественно с преобразованием безоливиновых толеитов, а высокоалюминиевых – с изменением оливиновых базальтов, отличающихся пониженным содержанием кремнезема. Эта точка зрения не допускает возможность миграции петрогенных элементов с нагретыми подземными водами и тем самым предполагает изохимический способ гидротермального изменения базальтов.

К иному выводу привело исследование особенностей состава и распределения в толще пород ряда гидротермальных минералов. Установлено, что формирование смектитов, селадонита, цеолитов и кремнистых минералов происходит в результате перераспределения нагретыми водами ряда петрогенных элементов [Гептнер, Соколова, 1989]. По способу образования среди вторичных компонентов смектит-цеолитовой зоны следует различать метасоматические минералы и минералы, синтезированные из растворов или образовавшиеся при раскристаллизации гелей. Минералы, выпавшие из раствора, располагаются в газовых полостях лав, в трещинках, в межзерновом пространстве вулканокластики и вулканотерригенных пород. В микроскопических полостях разной формы и происхождения (газовые полости в лавах, межзерновое пространство вулканокластов, трещинки) и в крупных пустотах пород часто встречаются стратиформные выделения слоистых силикатов, цеолитов, кремнистых минералов. В тектонически ненарушенных толщах стратиформные выделения всегда горизонтальны. Субгоризонтальные стратиформные уровни вторичной минерализации секут моноклинально залегающие толщи миоцен-плиоценовых платобазальтов. Подобное расположение вторичных минералов указывает на преобразование базальтовых толщ нагретыми подземными водами пластово-трещинной циркуляции.

Характерной особенностью цеолитов из миоценовых платобазальтов является значительное колебание содержания в них калия. Среднее содержание K_2O во вмещающих базальтах – 0,3-0,4% [Герасимовский и др., 1978]. В базальтах, содержащих вторичные минералы, количество K_2O иногда увеличивается до 0,6-1,2%. Основными концентраторами калия в измененных породах являются смектиты, селадонит и цеолиты. Часто эти

http://jurassic.ru/

Таблица 3.9.

Распределение вторичных минералов в зоне высокотемпературного изменения базальтов, по [Kristmannsdottir, 1975, Kristmannsdottir, Tomasson, 1978, Palmason et al., 1979] с дополнениями А.Р.Гептнера

Зоны изменения	~ *T*, °C	Минералы индикаторы	Характерные минеральные комплексы	Зоны цеолитизации (~ *T*, °C)	Региональные метаморфические фации
I	50 100 150	Смектиты цеолиты	Цеолиты (шабазит, мезолит, сколецит, жисмондин, томсонит, стильбит, гейландит, эпистильбит, морденит, анальцим, левин) смектиты, селадонит, опал, кварц, кальцит, апофиллит, гиролит Цеолиты (ломонтит, морденит, гейландит, анальцим, вайракит), смектиты, смешанослойные смектит-хлориты, кварц, кальцит	Шабазитовая -------- (70) -------- Мезолит-сколецитовая --------- (90) ------- Стильбитовая --------- (110) ------ Ломонтитовая ----------(>120)--------	Цеолитовая фация
II	200	Смешанослойные смектит-хлориты	Смешанослойные смектит-хлориты, разбухающие хлориты, пренит		
III	250	Хлорит-эпидот	Хлорит, эпидот, пренит, альбит (по вулканическому стеклу, в интерстициях по плагиоклазам), сфен, калиевые полевые шпаты		
IV	300	Хлорит-актинолит	Хлорит, альбит, актинолит		Зеленосланцевая фация

минералы встречаются совместно с кремнистыми образованиями (опал, халцедон, кварц), являющимися характерными компонентами стратиформных выделений (параллельно-слоистые агаты).

Специальное минералогическое исследование позволило выявить минералы-индикаторы разной интенсивности взаимодействия вода-порода. Изучение химического состава, свойств и особенностей распространения апофиллита и гиролита в базальтах и базальтовых туфах позволило установить, что образование гиролита связано с изменением пород в зоне слабоподвижных подземных вод, а апофилита – с активной циркуляцией по зонам трещиноватости нагретых вод и с перераспределением ими ряда элементов на значительное расстояние. Образование апофиллита связано с поступлением с гидротермальными растворами в толщи низкощелочных базальтов ряда элементов и в первую очередь калия и фтора [Гептнер, Петрова, 1989].

Все это определенно свидетельствует о поступлении ряда петрогенных элементов в изменяющиеся базальты с гидротермальными растворами. Воды, обогащенные растворенными компонентами, распространялись латерально от теплового очага, а часто наблюдающееся увеличение интенсивности вторичного минералообразования в трещинных роях связано с повышенной проницаемостью пород и активной циркуляцией по ним нагретых вод.

Высокотемпературная зона гидротермального преобразования

Породы, измененные в высокотемпературной зоне, располагаются в районах активной вулканической деятельности и для многих из них устанавливается связь с главными вулканическими центрами, включающими средние и кислые вулканиты, с роями разрывных нарушений, с кальдерами. Для этих зон характерно наличие большого количества даек и других малых интрузий, остывающих на верхних уровнях земной коры.

http://jurassic.ru/

Малые интрузии совместно с общим тепловым потоком вулканической зоны обеспечивают источник тепла, необходимый для формирования конвекционной системы циркуляции подземных вод. Размер каждой высокотемпературной зоны обусловлен возрастом гидротермальной системы, размерами магматического источника тепла и особенностями геологического строения территории [Fridleifsson, 1979]. Минерализация подземных вод увеличивается с увеличением температуры. Размеры высокотемпературных зон могут быть различными. В Исландии известны три зоны, каждая площадью около 100 км^2, но в среднем это зоны в 1-20 км^2. Соотношение температурных градиентов и распределения основных вторичных минералов в высокотемпературных зонах изменения показано в табл. 3.9.

На севере Исландии в пределах современной рифтовой зоны известно несколько геотермальных областей, отчетливо выделяющихся на черном и темносером фоне современных и новейших вулканитов ярко окрашенными в коричневый, желтый и белый цвета сильно измененными породами. Рассмотрим особенности распределения вторичных минералов высокотемпературной гидротермальной области, располагающейся в пределах крупного центрального вулкана – кальдеры Крабла, пересекающейся активным трещинным роем [Armannsson et al, 1987]. Площадь кальдеры составляет более 64 км^2. По данным бурения (24 скважины), мощность пород, заполняющих кальдеру, которая имеет форму перевернутого конуса, составляет 1 км. Геотермальные проявления на поверхности занимают площадь около 15 км^2. На глубине 2 км встречены породы нагретые до температуры 350° С. Полагают, что магматическая камера в районе корней кальдеры располагается на глубине 3-8 км.

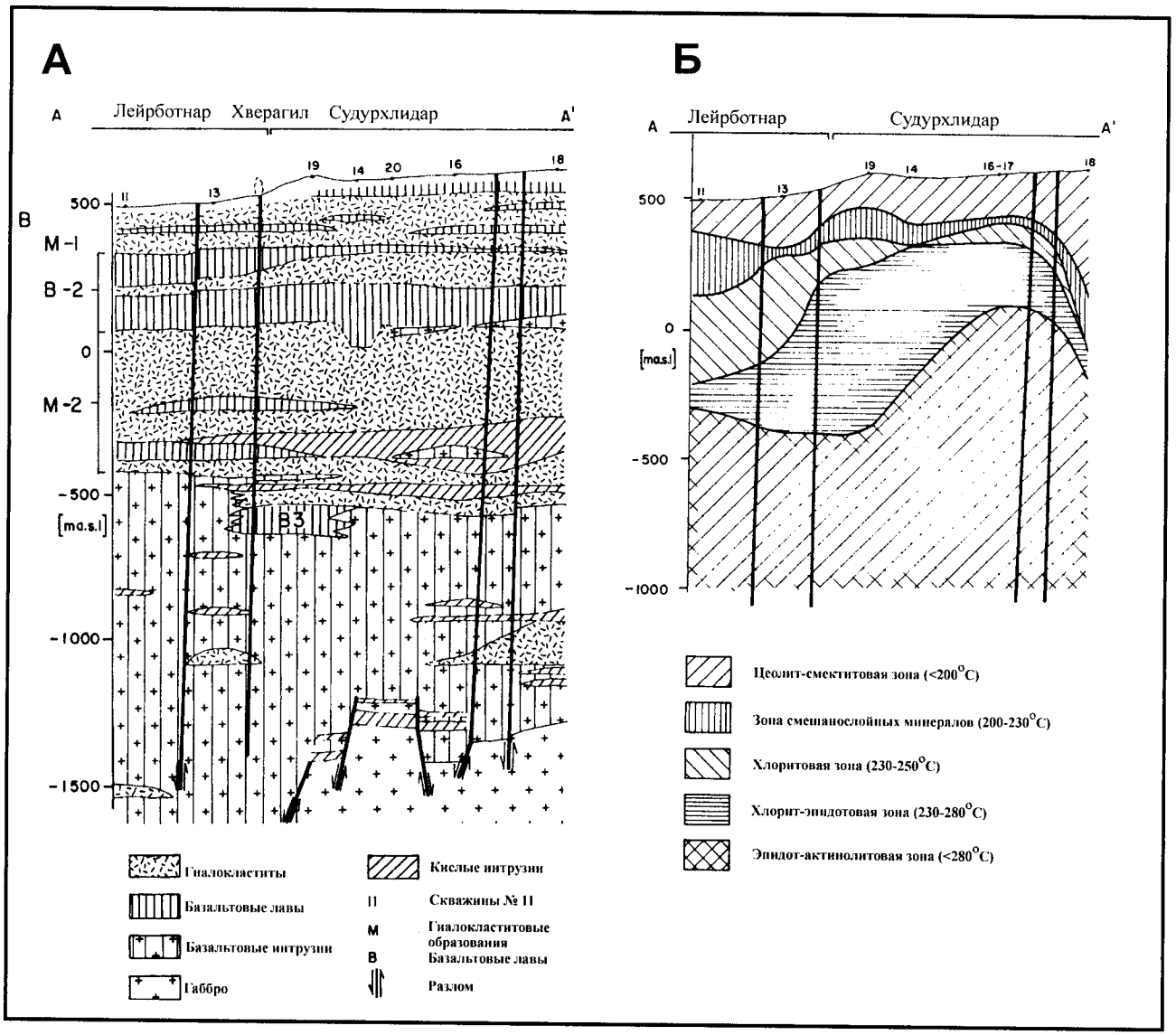


Рис. 3.28. Геологический разрез (А) и зоны вторичной минерализации (Б) в субширотном профиле через кальдеру Крабла, по [Armannsson et al., 1987]

http://jurassic.ru/

Изученный по скважинам разрез состоит из двух основных частей: верхняя половина мощностью 500-1000 м сложена переслаиванием лав и гиалокластитов, а нижняя – интрузивными породами. В основном это базальты, реже кислые породы (гранофир), в нижней части разреза вскрыты габбро (рис. 3.28). Важно обратить внимание на то, что зоны вторичной минерализации, расположенные в толще пород субпараллельно, секут стратифицированные толщи базальтов и гиалокластитов. Это свидетельствует о ведущей роли зон повышенной проницаемости при гидротермальном изменении пород. Сопоставляя эти разрезы нетрудно увидеть, что зоны вторичной минерализации только в общем соответствуют характеру распространения современных температур. В пределах активно живущего роя трещин проницаемость пород и пути миграции горячих вод меняются достаточно быстро. В результате современные температуры прогрева пород и зафиксированные зоны распространения вторичных минералов могут полностью не совпадать. С этим же может быть связано наложение друг на друга минерализиции разных температурных зон.

3.4.3.2.3. Стратиформные зоны гидротермальной минерализации

В слоистых толщах базальтов плиоцен-миоценового возраста широко распространены стратиформные зоны вторичной минерализации. Следует различать два типа стратиформного гидротермального минералообразования: 1) – зоны вторичной минерализации, располагающиеся согласно с напластованием пород, и 2) – секущие дислоцированные толщи. Формирование стратиформно залегающих зон вторичной минерализации происходило при латеральной циркуляции нагретых подземных вод. В недислоцированных толщах платобазальтов латеральная циркуляция подземных вод осуществлялась главным образом по границам раздела лавовых пластов – шлаковые и агломератовые зоны – или по пористым прослоям тефры и вулканотерригенных пород. В дислоцированных толщах, а также в породах, располагающихся в пределах активных трещинных роев, стратиформное расположение зон вторичной минерализации формировалось главным образом при пластово-трещинном типе циркуляции подземных вод. Существуют многочисленные свидетельства многократного образования трещин и изменения состава вторичных минералов в трещинах различных генераций. Взаимоотношение минеральных ассоциаций разного состава в газовых полостях и рассекающих лавовые пласты трещинах показано на примере моноклинально залегающих миоценовых платобазальтов (рис. 3.29). Основная система трещин, рассекающая платобазальты вкрест простирания, была, видимо, наиболее долгоживущей. Она отличается наибольшим разнообразием сочетаний глинистых минералов, цеолитов, кремнистых минералов и кальцита.

Картирование зон вторичных минералов в толщах моноклинально залегающих платобазальтов Восточной Исландии показало следующее. Смектит-селадонитовый комплекс формирует протяженные зоны от нескольких десятков до 100 м мощности, располагающиеся согласно с напластованием лав. Цеолиты и кремнистые минералы образуют тоже стратиформно располагающиеся зоны, которые, как было показано Г. Уокером [Walker, 1960], секут моноклиналь платобазальтов. Сопоставление условий распространения смектит-селадонитового и цеолитового комплексов указывает на то, что формирование глинистых минералов происходило до формирования моноклинали платобазальтов и отделено от цеолитовой стратиформной минерализации значительным периодом времени. В платобазальтах в пределах трещинно-дайковых роев, трассирующихся на крупные постройки центральных вулканов, высокотемпературные цеолиты, судя по структурным взаимоотношениям, более поздние, наложены на горизонтально расположенные зоны цеолитизации (рис. 3.30).

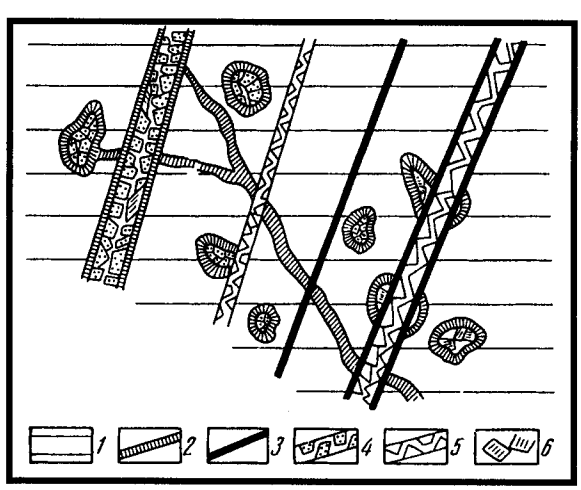


Рис. 3.29. Соотношение разновозрастных минеральных ассоциаций (зарисовка А.Р.Гептнера)
1 – базальты лавового потока; 2 – смектит; 3 – селадонит; 4 – цеолит; 5 – кварц; 6 – кальцит

http://jurassic.ru/

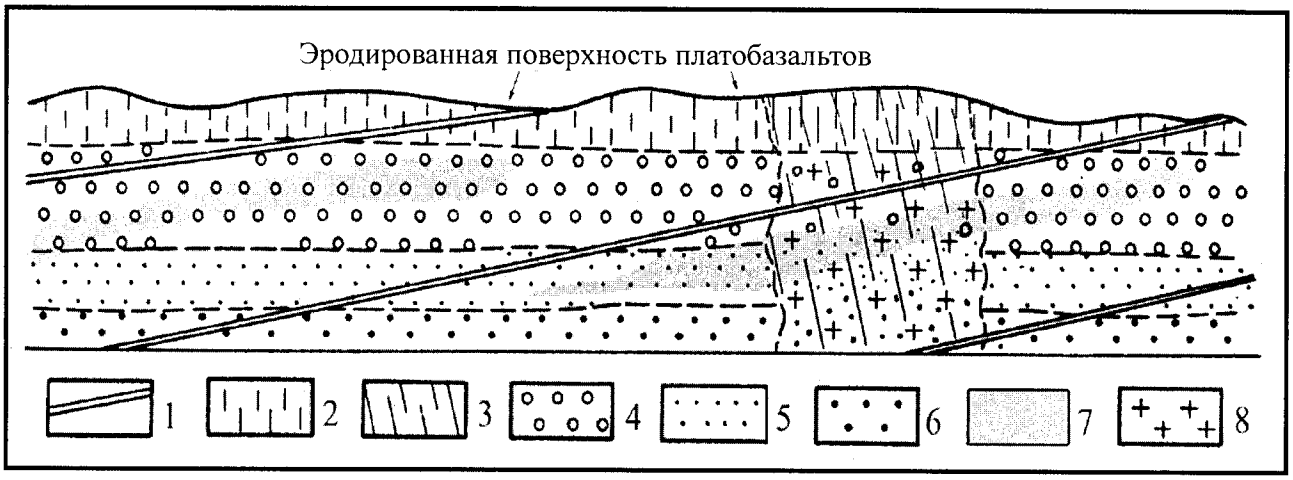


Рис. 3.30. Соотношение разновозрастных стратиформных зон вторичной минерализации (смектит-селадонитовой и цеолитовой) и секущей их зоны высокотемпературной цеолитовой минерализации

1 – моноклинально залегающие зоны смектит-селадонитовой минерализации; 2 – дайковый и трещинный совмещенные рои; 3-5 – цеолитовые зоны метаморфизма погружения: 3 – шабазитовая, анальцимовая, 4 – мезолит-сколецитовая, стильбитовая, 5 – ломонтитовая; 6-7 – наложенная зона изменения: 6 – цеолитовая минерализация и окремнение, 7 – базальты без цеолитов; 8 – зона высокотемпературного изменения

Таким образом, на основании исследования характера распределения и состава глинистых минералов и цеолитов в толще платобазальтов Исландии можно выделить минеральные комплексы двух типов: 1) образовавшиеся в результате воздействия на породы слабо подвижных вод и 2) возникшие из активно циркулирующих по зонам трещиноватости сильно нагретых вод, транспортирующих ряд петрогенных элементов на большое расстояние. С первым типом связано формирование разделенных во времени смектит-селадонитовой и цеолитовой минерализации. Смектит-селадонитовый комплекс формировался на начальных этапах погружения платобазальтов без существенного изменения их первичного залегания и циркуляции подземных вод согласно напластованию. Цеолитовая минерализация может быть разделена на два этапа. На первом этапе формирование цеолитов произошло в толще уже моноклинально залегающих платобазальтов и связано с погружением пород, дифференцированным в вертикальном разрезе прогревом и образованием минеральных ассоциаций пологозалегающих зон (метаморфизм погружения). Минерализация второго этапа связана с возникновением и длительным существованием зоны активной циркуляции сильно нагретых вод, циркулировавших от теплового очага (центрального вулкана) в толще платобазальтов по трещинно-дайковому рою.

3.4.3.2.4. Преобразование базальтов нагретыми морскими рассолами

Юго-западное окончание п-ова Рейкьянес является непосредственным наземным продолжением Срединно-Атлантической рифтовой зоны. Это область активных вулканических извержений недавнего прошлого и наиболее активная сейчас сейсмическая зона Исландии. В результате интенсивных новейших тектонических движений толщи вулканитов разбиты системой разломов и трещин, отчетливо выраженных на поверхности лавовой равнины, сложенной голоценовыми базальтовыми потоками трещинных и щитовых вулканов [Jakobsson et al., 1978]. По данным бурения [Bjornsson et al., 1972, Tomasson, Kristmannsdottir, 1972], до глубины около 1000м разрез представлен переслаивающимися базальтовыми брекчиями, подушечными лавами, туфами и вулканогенно-осадочными отложениями с редкими горизонтами базальтов. Ниже, до глубины 1754 м преобладают базальты. Вулканокластические и вулканогенно-осадочные породы верхней части разбуренного разреза накапливались в основном в водной обстановке. Нижняя часть разреза сложена главным образом наземными лавовыми образованиями.

Состав и условия формирования солевого состава гидротермальных рассолов п-ова Рейкьянес специально рассмотрены в ряде работ [Кононов, 1983, Arnason, 1976, Bjornsson et al., 1972]. Самые верхние горизонты разреза содержат пресные холодные воды метеорного происхождения или представлены смесью пресных и холодных морских (до 33%) вод. Ниже этого уровня располагается горизонт холодных морских вод, сменяющийся глубже нагретыми морскими водами с максимальной температурой до 284°С. Химический состав термальных рассолов формируется в результате смешения морских и пресных вод и интенсивного взаимодействия подземных вод и пород.

Основные изменения солевого состава подземных вод происходят в процессе их взаимодействия с нагретыми породами. Процесс этот идет очень интенсивно. Время пребывания подземных вод в рассматриваемой

http://jurassic.ru/

Таблица 3.10

Основные компоненты геотермальных вод п-ова Рейкьянес [Kristmannsdottir, 1984]

Компонент *ppm*	Источник 1918	Скважина Rn-2	Скважина Rn-8	Морская вода
SiO_2	562	355	588	6,0
Na	15900	10700	9520	10470
K	2130	1400	1380	380
Ca	2400	1790	1580	398
Mg	24	1,1	1,43	1250
SO_4	180	75,6	40,8	2630
Cl	28450	20500	19200	18800
F	0,25	0,15	0,15	1,26
Общее количество растворенных солей	49800	34800	33300	33900
CO_2	41,1	2110	1930	100
T, °C	100	225	270	-

системе, по данным изотопных исследований, оценивается менее 50 лет [Sakai et al., 1980].

Нагретые воды геотермальной площади Рейкьянес отличаются высокой минерализацией (табл. 3.10). На глубине Cl и Na в них содержится почти столько же, сколько в морской воде. Содержание остальных компонентов в нагретом рассоле значительно отличается от состава морской воды. В термальных рассолах содержится намного больше SiO_2, Ca, K, HCO_3 и CO_2 и значительно меньше SO_4 и Mg [Кононов, 1983].

Термальный рассол и морская вода имеют сходное значение Br/Cl, но Li и Rb в 40 раз, а Ba в 5000 раз больше в рассоле, чем в морской воде. Значительно больше в нем B, As, Cu, Zn и Hg [Kristmanssdottir, 1984].

Калий выносится из базальтов, его содержание определяется интенсивностью метасоматического процесса и зависит от температуры. Обогащение калием верхней, менее нагретой части разреза было установлено Х. Кристманнсдохтир [Kristmanssdottir, 1976] и подтверждено последующими исследованиями. Большое количество SiO_2 и Ca в термальном рассоле, так же как и вышеуказанных элементов, связано с процессами разрушения сильно нагретыми подземными водами базальтов и базальтовых гиалокластитов. Соотношение петрогенных компонентов в свежих и гидротермально измененных породах геотермальной площади Рейкьянес показано на рис. 3.31.

Для геотермальной площади Рейкьянес установлена сходная с другими районами Исландии вертикальная зональность гидротермального изменения [Tomasson, Kristmannsdottir, 1972]. В зависимости от температуры прогрева пород сверху вниз здесь выделены следующие зоны изменения: 1) смектит-цеолит-кальцитовая, 2) смешанослойных минералов-пренитовая и 3) хлорит-эпидотовая. Основными компонентами гидротермально измененных пород являются глинистые минералы. Содержание их в вулканокластитах и вулканогенно-осадочных породах достигает 70-90%, а в лавах 30-40%. Главными представителями слоистых силикатов являются смектиты, хлориты и смешанослойные минералы хлорит-смектитового состава. Смектиты располагаются в самой верхней части разреза, в породах с температурой ниже 200° С. В нижней, наиболее сильно прогретой части разреза преобладают хлориты. Промежуточная зона неупорядоченных смешанослойных смектит-хлоритовых минералов приурочена к горизонтам с температурами 200-270° С.

Помимо глинистых минералов, в рассматриваемом разрезе установлены: ангидрит, цеолиты, опал, кварц, кальцит, пренит, эпидот, альбит, калиевый полевой шпат, пирит, гидроксиды железа, амфиболы, сфен [Гептнер и др., 1987, Kristmannsdottir, 1984, Tomasson, Kristmannsdottir, 1972].

Состав вторичных минералов, обнаруженных в рассматриваемых гиалокластитах, показан на рис. 3.32. Ширина черного поля отражает относительное содержание минералов. Вторичные минералы по характеру взаимоотношения с исходными компонентами породы разделяются на две структурно-генетические группы: I– метасоматические минералы, замещающие стекло и (или) плагиоклазы, и II – минералы, синтезированные из раствора в поровом пространстве породы (газовые пустоты, межзерновое пространство, трещинки). Сложный характер структурных взаимоотношений метасо-

http://jurassic.ru/

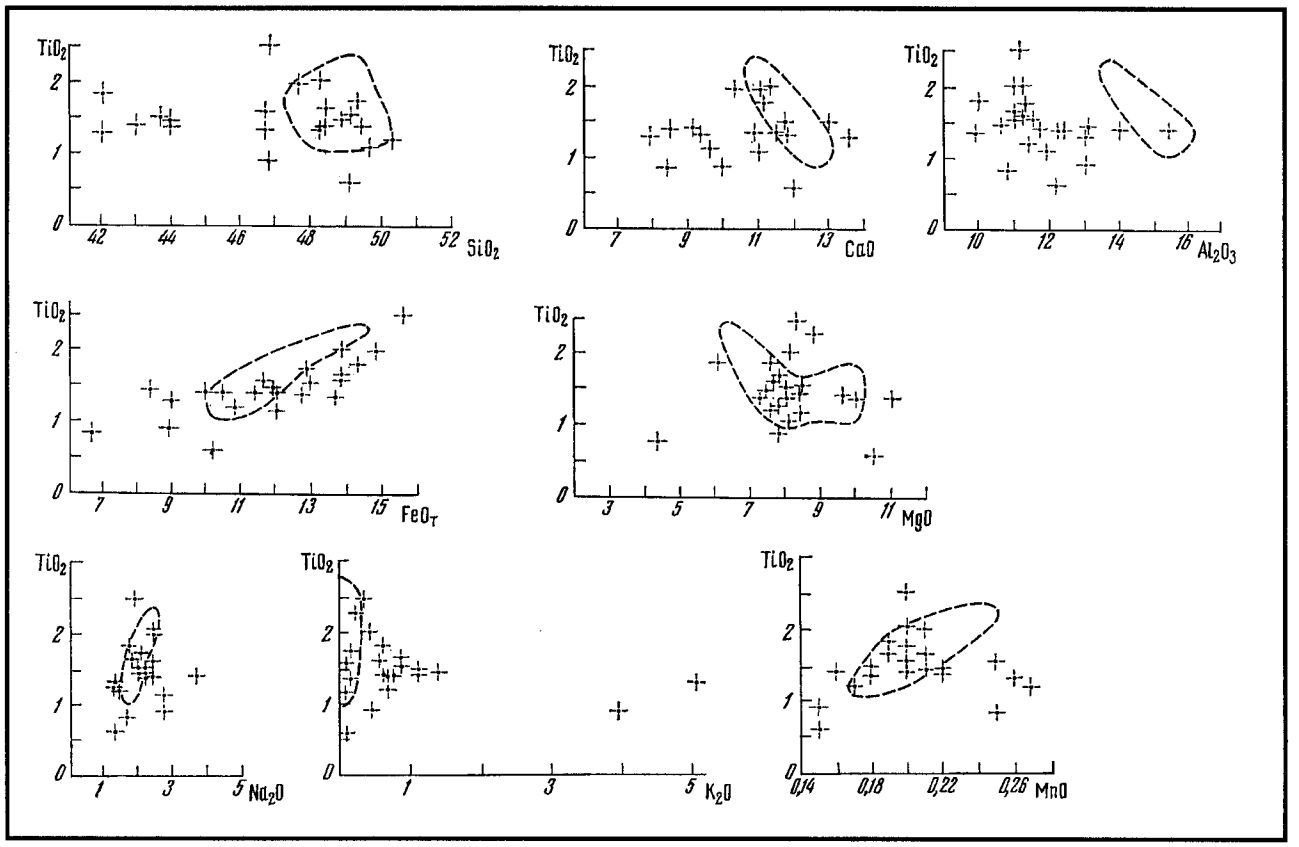


Рис. 3.31. Содержание основных петрогенных элементов (вес %) по отношению к TiO_2 в свежих и измененных породах, [Kristmannsdottir, 1984]. Пунктирной линией показано поле неизмененных базальтов полуострова Рейкьянес, по [Jakobsson et al., 1978]

матических и синтезированных минералов позволяет наметить лишь общие черты последовательности преобразования гиалокластитов. Определенно можно говорить о формировании смектитов и корренсита на ранних стадиях изменения стекла, а калиевый полевой шпат и кальцит отнести к самым поздним этапам преобразования исследованных пород. Большое количество минералов, синтезированных из раствора, указывает на интенсивное перераспределение петрогенных компонентов в процессе изменения гиалокластитов в результате многократного промывания погружающихся толщ нагретыми водами.

Особенности состава и распределения вторичных минералов в значительной степени контролировались тектоническим фактором. Быстрое погружение накапливавшихся вулканических толщ и постоянное подновление системы разломов и зон трещиноватости и брекчирования обеспечивало необходимую проницаемость пород для активного функционирования гидротермальных систем.

Таким образом, существующие знания о гидротермальном литогенезе в базальтовых и вулканогенно-осадочных толщах Исландии являются необходимой основой для реставрации этого процесса в древних объектах, в которых палеогидротермальные условия можно восстанавливать только по измененным породам, изучая ассоциации вторичных минералов и химический состав измененных пород, а также для сравнительного анализа процессов, проходящих в настоящее время в океанических (подводных) и континентальных рифтах. Важность этих результатов иллюстрируется, например, тем, что данные по Исландии позволили уверенно восстановить температурный режим гидротермального литогенеза в Коста Риканском рифте в Тихом океане при изучении полного разреза базальтового слоя океанической коры, вскрытого в этом рифте глубокой опорной скважиной 504B (глубина скважины 2220 м). Здесь было установлено такое же распределение глинистых и ряда других вторичных минералов, как и сформированных при известных температурах в базальтах Исландии. На примере Исландии показано, что в современном наиболее доступном для изучения рифте гидротермальный литогенез – совершенно очевидный и широко распространенный процесс. Он заключается в метасоматическом изменении пород и перераспределении химических элементов в самих изменяемых породах, а также в участии выщелоченных из вмещающих пород элементов в минерализации разнотемпера-

http://jurassic.ru/

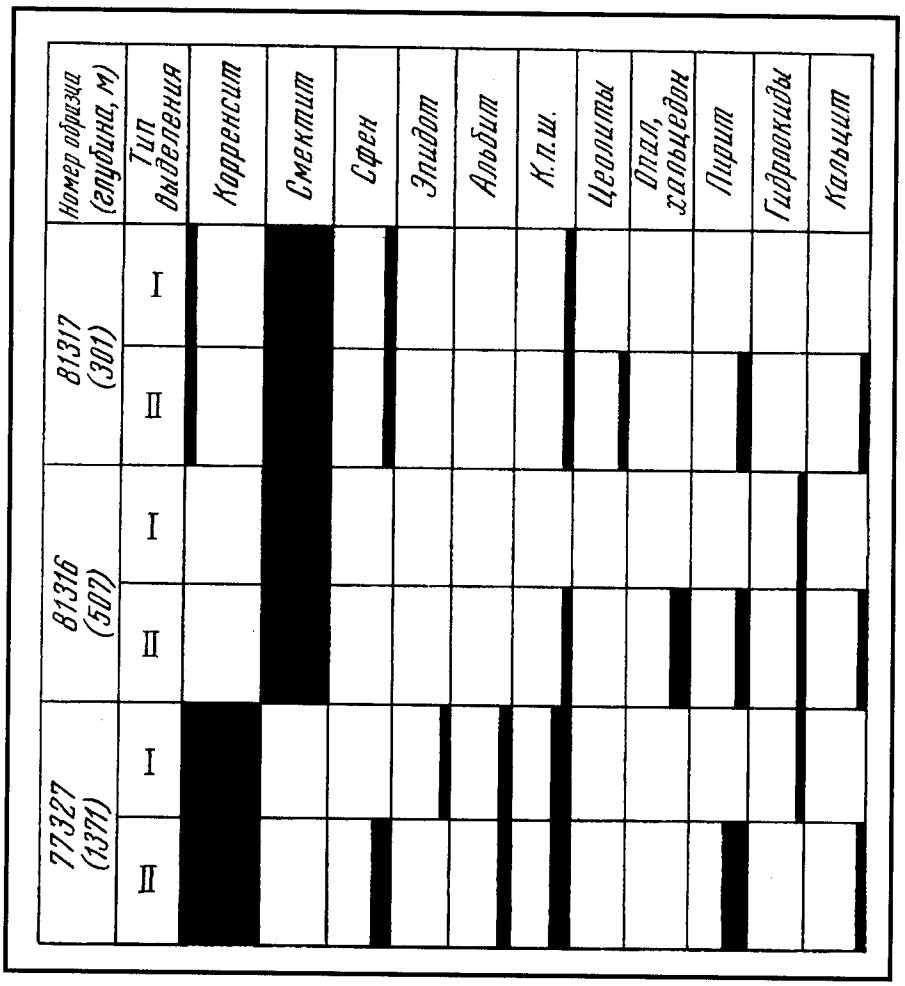


Рис. 3.32. Вторичные минералы гидротермально-измененных гиалокластитов
Структурно-петрографические типы: I – минералы, замещающие стекло и (или) плагиоклазы; II – минералы, синтезированные из раствора

турных гидротермальных источников. В свою очередь, очевидно, что гидротермальный литогенез протекает в конвективных гидротермальных системах, основными факторами возникновения которых являются: 1) высокий тепловой поток, связанный с относительно неглубоко залегающими магматическими камерами (кроме того, за счет тепла отдельных лавовых потоков возникают вторичные гидротермы), 2) вадозная вода (как пресная, так и морская) и 3) высокая проницаемость пород за счет их пористости, трещиноватости и брекчированности. Последние постоянно подновляются тектоническими движениями, характерными для рифтогенеза. Кроме субвертикального движения воды, широко распространены пластовые воды за счет субгоризонтальных высокопроницаемых горизонтов, с которыми связаны стратиформные отложения. Кроме того, на примере Исландии наиболее отчетливо видна пятнистость в проявлении гидротермального литогенеза, выявленная и в срединно-океанических хребтах.

3.4.3.3. Гидротермальные изменения пород базальтового слоя океанической коры в подводных рифтах

3.4.3.3.1. Современная модель гидротермального изменения пород океанической коры

Проблема изменения пород океанической коры в океанических рифтах разрабатывалась многими исследователями [Курносов, 1986; Силантьев, Дмитриев, 1987; Alt et al., 1983, 1985, 1986; Alt, Emmerman, 1984; Bass et al., 1974, Bass, 1976; Bostrum, Peterson, 1966; Corliss, 1971; Corliss et al., 1979; Edmond, 1992; Edmond et al., 1979, 1982; Hart, 1973; Honnorez, 1981; Honnorez et al., 1983; Humphris, Thompson, 1978; Kurnosov, 1992, 1995; Lyle, 1976; Rona, 1984; Thompson, 1983 и др.]. В результате этих исследований была предложена модель этого глобального явления. Она содержит современные представления:

http://jurassic.ru/

1) об ограниченном и дискретном распространении в океанической коре в пределах СОХ окислительной обстановки изменения пород базальтового слоя (окислительная обстановка распространяется максимально на глубину, не превышающую 300 м и главным образом по трещинам и вдоль них) и о преобладании при изменении магматических пород гидротермальных условий – от низко- до высокотемпературных, достигающих примерно 400°С;

2) о существенно разных направлениях формирования вторичных минералов (для окислительных условий характерны смектиты, кальцит, селадонит, гематит и гидроксиды железа, филлипсит, калиевый полевой шпат; в неокислительных обстановках встречены триоктаэдрические смектиты, пирит, халькозин, кварц, актинолит, апофиллит, окенит, ангидрит, томсонит, анальцим, натролит, гиролит, гейландит, гиролит-трускотит, вайракит, тальк, магнезит, фожазит, сфен, хлорит, разбухающий хлорит, серпентин, гидрослюда, эпидот, альбит) и различной мобильности химических элементов в этих контрастных обстановках;

3) об изменении пород в основном в осевых и приосевых зонах СОХ (рифтов) при спрединге океанического дна (за их пределами в основном сохраняется уровень преобразования, приобретенный в осевых долинах);

4) о преобразовании эффузивных базальтов в условиях формирования преимущественно смектитов, а комплекса параллельных даек – хлоритов, с гидратацией пород и выщелачиванием из них химических элементов;

5) о зональности в изменении океанической коры (до глубины примерно 600 м от поверхности дна в условиях цеолитовой фации, ниже, на протяжении около 150-200 м, расположена транзитная зона между цеолитовой и зеленосланцевой фациями, ниже которой породы преобразованы в условиях зеленосланцевой фации); эта зональность нарушается при существовании восходящих горячих потоков в гидротермальных конвективных ячейках подъемом верхней границы зеленосланцевой фации с глубины примерно 600 м практически до поверхности океанического дна, захватывая весь слой эффузивных базальтов и значительную часть осадочного чехла, что было установлено при бурении глубоководных скважин в Срединной Долине хребта Хуан де Фука;

6) о "пятнистости" гидротермального изменения океанической коры в СОХ в соответствии с различной проницаемостью пород для растворов (базальтовый слой океанической коры изменен неравномерно, в скважинах встречены как измененные, так и свежие породы), так же как это наблюдается в Исландии;

7) о преобразовании осадочного чехла и магматических пород, подстилающих осадочные отложения и переслаивающихся с ними, в единых гидротермальных конвективных системах, обеспечивающих взаимодействие магматической и осадочной оболочек друг с другом, а также с гидросферой; это наблюдение со всей очевидностью показало необходимость учета знаний о гидротермальных изменениях пород 2-го и частично 3-его слоев океанической коры при изучении гидротермальных преобразований осадочного чехла (1-ый слой).

Было также установлено, что породы центров спрединга могут пережить несколько этапов изменения при движении их через область существования открытой конвективной гидротермальной ячейки: сначала "неокислительный" тип изменения при наиболее высоких температурах в зоне подъема горячих растворов, затем окислительный – на флангах ячейки, в нисходящих ветвях гидротермальной циркуляции, т.е. в потоках холодной и относительно холодной морской воды. За пределами конвективных ячеек породы могут пройти третий этап изменения в условиях закрытых конвективных ячеек, которые формируются под водонепроницаемым осадочным чехлом и при остывающей коре.

Эта модель на сегодняшний день вполне удовлетворительно отражает реальные процессы минерального изменения магматических пород молодой океанической коры и перекрывающих осадков в океанических рифтах. В то же время, она далека еще от завершения в отношении знаний реальной мобильности химических элементов в этих процессах, несмотря на то, что в настоящее время установлено, что почти все химические элементы подвижны в условиях гидротермального литогенеза. Данные о мобильности химических элементов необходимы для определения баланса вещества и, прежде всего, для количественной оценки масс химических элементов, поступающих из магматических пород при их гидротермальных изменениях в осадочный чехол и/или достигающих дна водных бассейнов в восходящих ветвях гидротермальных систем.

3.4.3.3.2. Экспериментальные данные

Проведенные лабораторные эксперименты по взаимодействию вода-порода при различных температурах подтверждают, что в гидротермальных условиях химические элементы подвижны, но ведут себя по разному в зависимости от конкретных условий [Холодкевич, 1981; Холодкевич, Гептнер, 1982; Холодкевич и др., 1981; Чудаев, Холодкевич, 1982; Bischoff, Dickson, 1975; Bischoff, Seyfried, 1978; Seyfried, Bischoff, 1977, 1979, 1981; Seyfried, Mottl, 1982; Hajash, 1975; Mottl, Holland, 1978; Mottl et al., 1979; Ellis, Mahon, 1967; Hajash, Archer, 1980; Seyfried et al., 1978 и др.]. В опытах использовались базальтовые стекла, стекловатые базальты и долериты. В качестве раствора применялась в основном природная и синтетическая морская вода, а также дистиллированная вода, метаморфизованная морская вода, полученная в результате взаимодействия с базальтами в специально проведенных подготовительных опытах, морская вода, отличающаяся от нормаль-

http://jurassic.ru/

ной повышенным содержанием основных анионов и катионов. Опыты проводились при различных соотношениях раствор-порода (1, 5, 10, 50, 62, 125, 200), при разных температурах – от 70°С до 400°С, (отдельные эксперименты при температуре выше 400°С, до 600-700°С) и при разной продолжительности – от 24 до 4752 часов. Давление в основном выдерживалось от 500 бар до 1 кбар.

В экспериментах по взаимодействию базальтов с морской водой установлено, что прореагировавшая вода накапливает Ca, Si, Fe, Mn, Al, Ba, Na и K, Cu и Zn и теряет Mg и SO_4, что свидетельствует о возможности участия серы из морской воды в формировании жильных сульфидов и сульфатов в океанических базальтах. При 70°С Na и K привносились из воды в базальты. В опытах при 200°С было установлено, что концентрация Fe, Mn, Ni, Cu на два порядка выше в прореагировавших растворах, чем в исходной морской воде. Уровень насыщения растворов за счет поступления вещества из базальтов зависит не только от температуры взаимодействия вода-порода, но и от степени обводненности гидротермальной системы. Высокое отношение вода-порода определяет извлечение и накопление высоких концентраций металлов в растворе (Fe, Mn, Al, Ba, Cu, Zn) даже при относительно низкой температуре. Кроме того, оно сильно влияет на соотношение Fe/Mn в трансформированном растворе. Следовательно, температура и отношение вода-порода являются важными факторами, контролирующими химический обмен между морской водой и базальтами при их преобразованиях в природных обстановках. В экспериментах с большим преобладанием воды над объемом реагирующей с ней породы, при температуре от 150°С до 300°С морская вода эффективно выщелачивает тяжелые металлы из базальтов и сохраняет их в растворе с концентрациями и свойствами, соответствующими теоретическим представлениям о транспортирующих растворах в осевых зонах СОХ [Seyfried, Bischoff, 1977; Seyfried, Mottl, 1982].

Морская вода при нагревании до 350°С и давлении 500 бар становится агрессивной выщелачивающей средой для металлов [Bischoff, Seyfried, 1978]. Она испытывает значительные химические преобразования: содержания Ca, Mg, SO_4 в ней значительно уменьшаются, концентрации Na, K и Cl остаются неизменными. Наиболее важным результатом является понижение pH воды с 6,43 при 150°С до 2,52 при 350°С

Моделирование природных условий, при которых происходит спад температуры раствора при подъеме к поверхности дна океана [Hajash, Archer, 1980], а также эксперименты по смешению раствора с морской водой в разных пропорциях [Seyfried, Bischoff, 1977] показали выпадение из растворов тяжелых металлов, демонстрируя возможность потенциального рудообразования в океанической коре и на поверхности дна океана. При охлаждении раствора выпадают сульфиды. Вместе с Fe и Mn осаждаются и другие металлы, например Cu и Zn.

Экспериментальные работы внесли также определенность в понимание поведения K и Na при взаимодействии морской воды с породами базальтового слоя океанической коры. Выяснено, что щелочи слабо обогащают реагирующий с базальтами раствор при температурах, превышающих 70°С. При относительно холодном контакте, начиная с 70°С и ниже, морская вода частично теряет их.

Итак, результаты экспериментальных работ по гидротермальному взаимодействию морской воды и базальтов показывают, что при гидротермальной циркуляции в океанической коре породы ее базальтового слоя могут играть существенную роль в формировании минерализованных растворов, достигающих дна океана. Эта проблема рассмотрена в работе [Курносов, 1986].

3.4.3.3.3. Природные наблюдения

Последние наши исследования и обобщение литературных данных по мобильности химических элементов при гидротермальном изменении пород океанической коры по результатам глубоководного бурения показали, что преобладающая "неокислительная" гидротермальная обстановка изменения пород 2-го слоя океанической коры (эффузивные базальты и комплекс параллельных даек) сопровождается в основном мобилизацией из вмещающих пород Si, Mn, Fe, Ca, K, Na, P, Ni, Co, Zn, Cu, V, РЗЭ. В базальты в этом случае привносится в основном Mg. При окислительном изменении базальтов, происходящем в верхней части слоя 2А (эффузивы) в СОХ, достоверно установлен привнос в них Fe, K, Na, Rb, Sr, Ba. Результаты по мобилизации химических элементов из базальтов в условиях гидротермального литогенеза, полученные нами для спрединговых (рифтовых) окраинных морей (моря Сулу и Целебес, Японское море, система Идзу-Бонинская дуга - желоб, Западно-Филиппинская впадина, впадина Паресе-Вела), близки полученным для СОХ.

Имеющиеся на сегодняшний день результаты показывают, что гидротермальный литогенез в океанической ветви рифтогенеза – очевидное и глобальное явление, сопровождаемое подвижностью большинства химических элементов. Выщелоченные элементы могут частично перераспределяться в пределах самого базальтового слоя океанической коры, частично выноситься в перекрывающий осадочный слой, если он есть, и частично разгружаться на дне океана в виде подводных гидротермальных источников с отложением непосредственно в местах их выхода, формировать над ними гидротермальные плюмы в толще океанической воды с образованием металлоносных осадков, а также участвовать в пелагическом осадконакоплении и рудообразовании уже в обезличенном виде. В свою очередь, в этом процессе важную роль играют элементы, поступающие в океаническую кору в составе океанической воды, уча-

http://jurassic.ru/

ствующей в формировании конвективных гидротермальных систем, охватывающих кору вместе с осадочным чехлом вплоть до магматических камер. Очевидно, что этот обмен химическими элементами в системе литосфера (в данном случае базальтовый слой океанической коры) - океан через конвективные гидротермальные ячейки в рифтовых структурах океанического дна имеет также огромное влияние на процессы преобразования осадочного чехла и формирования в нем полезных ископаемых. Важным в этом круговороте химических элементов остается вопрос о роли ювенильного вещества. Вероятно, время крайних точек зрения на происхождение вещества, и прежде всего микроэлеметов, в гидротермальных процессах, протекающих в океанической коре, заканчивается. В настоящее время более продуктивно работать над проблемой выяснения реальных соотношений ювенильных и коровых поступлений вещества в гидротермальные подводные системы на разных этапах их существования и в разных геологических обстановках. Наша задача при этом остается прежней: на основе изучения ключевых природных объектов дать количественную оценку реального вклада в этот сложный и многоликий процесс вещества, освобождающегося из океанической коры при взаимодействии вода-порода в гидротермальных условиях независимо от природы растворов, формирующих гидротермальные системы.

3.4.3.4. Гидротермальные изменения осадочного чехла в океанических рифтах

3.4.3.4.1. Общие сведения

Осадки, залегающие на базальтовом фундаменте, а также включенные в него в виде пластов разной мощности, испытывают в различных формах влияние вещества, извлеченного из магматических пород при гидротермальной циркуляции в океанической коре. Гидротермальное воздействие на осадки в осевых зонах океанических рифтов связано с их местоположением в конвективной гидротермальной ячейке. В зонах восходящих гидротермальных растворов, перекрытых осадками, оно выражено наиболее ярко, как это было установлено прежде всего в Срединной Долине хребта Хуан де Фука в северо-восточной части Тихого океана (рейсы 139 и 169 ODP), во впадине Гуаймас в Калифорнийском заливе, на северном окончании Восточно-Тихоокеанского поднятия (рейс 64 DSDP), а также в Галапагосском рифте в виде гидротермальных холмов (рейс 70 DSDP) и в Красном море с формирующимися горячими рассолами. Напротив, на флангах ячеек, где происходит внедрение морской воды в океаническую кору через маломощный водопроницаемый осадочный чехол, этого влияния нет. Примерами являются осадки, расположенные на площадях Коста Риканского рифта в районе скважины 504B и в осевой долине хребта Хуан де Фука за пределами полей гидротермальных источников. В случае нахождения терригенной осадочной толщи в области с незначительно повышенным тепловым потоком, как это наблюдается в рифтогенной Командорской впадине Берингова моря, в нижней ее части проходит растворение биогенной составляющей, например, опал А переходит в опал С-Т, а затем в кварц. Других преобразований этой километровой толщи осадков не обнаружено. За пределами гидротермально активных рифтовых структур осадочный чехол в океане, залегающий на холодной океанической коре, не испытывает существенных вещественных преобразований [Курносов, 1982].

3.4.3.4.2. Гидротермальные изменения осадков в пределах хребта Хуан де Фука

На сегодняшний день наиболее мощные гидротермальные изменения осадков в осевой зоне рифта установлены в Срединной Долине хребта Хуан де Фука (рис. 3.33). В поле высокого теплового потока и на различном расстоянии от выхода на дне гидротермальных источников с температурой до 276°С пробурено несколько скважин глубиной до 930 м. Одна скважина была пройдена в центре гидротермального поля в зоне подъема горячих растворов. В этих скважинах вскрыты сильно измененные базальтовые силлы и не менее измененные терригенные гемипелагические плиоцен-плейстоценовые осадки, переслаивающиеся с ними и перекрывающие их. Мощность перекрывающих осадков достигает 470 м. В этом же районе среди осадочного чехла были вскрыты мощные (95 м) гидротермальные пиритовые и пирротиновые массивные сульфиды, обогащенные Zn, Cd, Mn, Sn, Sb, Cu, Se, Ge, As, Pb, Tl, Co, Bi [Krasnov et al., 1994]. Изотопный состав серы этих сульфидов показал их неювенильную природу [Duckworth et al., 1994]. Температура в скважинах меняется от 60-160°С до более чем 250°С. Температурный градиент достигает 3°С $м^{-1}$. В скважине, пробуренной в центре гидротермального поля на глубине всего 18,5 м, температура составляет 208°С [Mottl et al., 1994]. В осадочном разрезе, представленном первично терригенными кварц-полевошпатовыми осадками, установлены три вертикальные зоны гидротермального изменения (рис. 3.34). Максимально изменены осадки в нижней и центральной частях разреза (зона III) с формированием хлорита, кварца, эпидота, альбита, анальцима, вайракита и пирита, с сильным разложением терригенного кварца и полевых шпатов [Kurnosov et al., 1994]. Эта минеральная ассоциация характерна как для осадков, так и для переслаивающихся с ними базальтовых силлов. Выше, а также дальше по латерали от восходящего потока горячих растворов расположена зона II с менее интенсивным гидротермальным изменением осадков. Она характеризуется формированием хлорита, корренситоподобного минерала, ангидрита, кварца, хлорита, карбоната и пирита. Самая верхняя зона I представлена слабо измененными кластическими осад-

http://jurassic.ru/

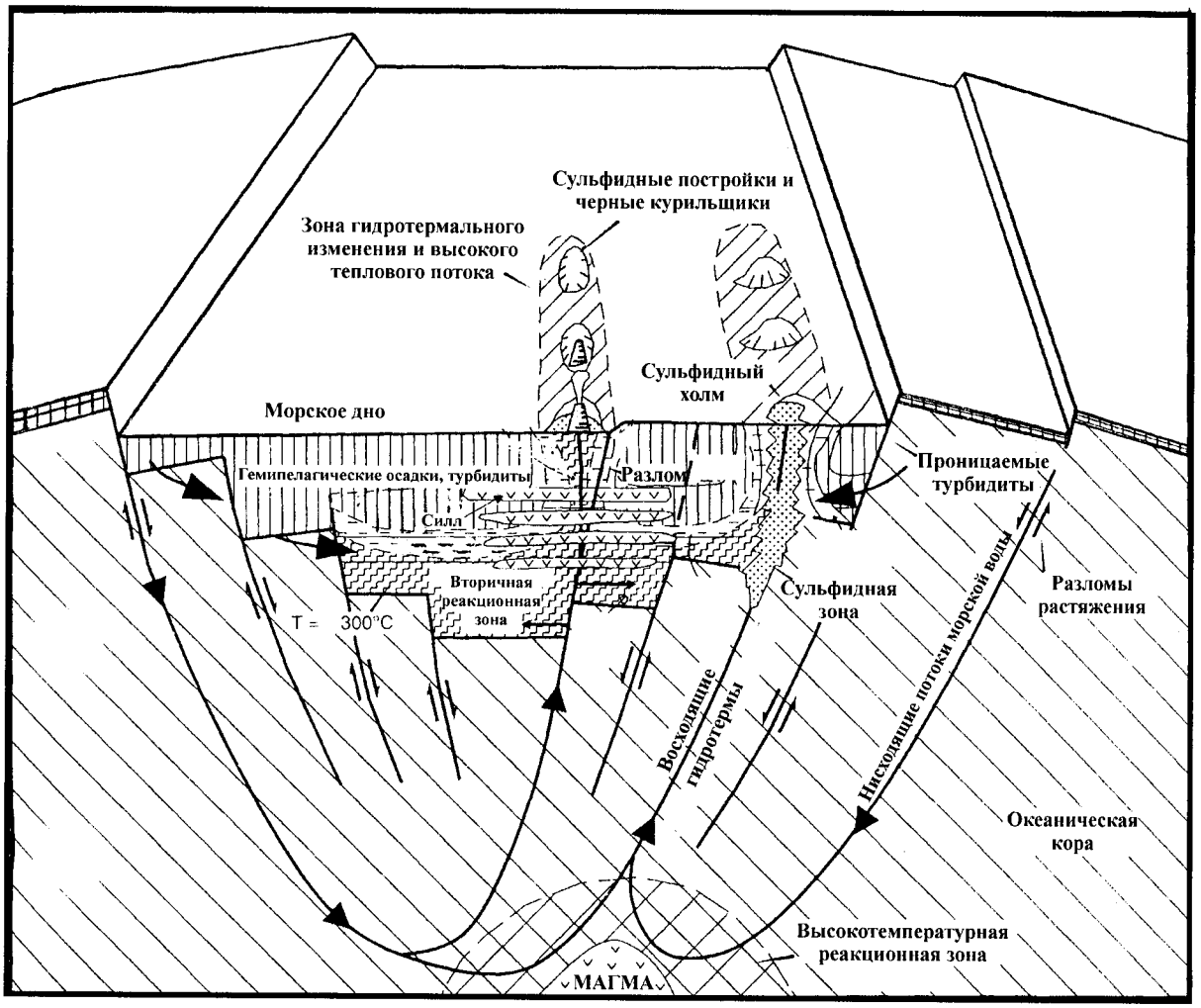


Рис. 3.33. Схематичная блок-диаграмма гидротермальной системы в Срединной Долине хребта Хуан де Фука [Goodfellow, Peter, 1994]

ками, содержащими аутигенный смектит. Зона III поднимается почти до поверхности дна в центральной части конвективной гидротермальной системы.

3.4.3.4.3. Гидротермальные изменения осадков в Калифорнийском заливе

Во впадине Гуаймас Калифорнийского залива (осевая долина Восточно-Тихоокеанского поднятия) установлены гидротермальные изменения осадочного чехла в двух типах гидротермальных систем [Gieskes et al., 1982; Kastner, 1982]: 1) долгоживущая гидротермальная система с температурой до 300°С, формирующаяся благодаря глубинному магматическому тепловому очагу и 2) короткоживущие гидротермальные системы с температурой меньше 200°С, связанные с базальтовыми силловыми интрузиями в высокопористые осадки.

Долгоживущая гидротермальная конвекция обеспечивает гидротермальное преобразование современных терригенных кварц-полевошпатовых осадков в условиях зеленосланцевой фации с формированием хлорита, кварца, альбита, сфена, эпидота и Fe-сульфидов [Niemitz, 1982], примерно так же как в Срединной Долине хребта Хуан де Фука. Изучение изотопов серы гидротермальных сульфидов показало, что они образовались за счет восстановления сульфатов морской воды [Shanks, Niemitz, 1982]. Во впадине Гуаймас установлено, что органическое вещество подвержено гидротермальному воздействию и это имеет значение для генерации нефти [Simoneit, Philp, 1982; Jenden et al., 1982; Peters, Simoneit, 1982; Kendrick, 1982]. Скважины, пробуренные непосредственно в Северном и Южном рифтах в пределах впадины Гуаймас, вскрыли осадки с силлами на глубине 390 м и 270 м, соответственно.

Гидротермальные изменения осадков установлены также на Восточно-Тихоокеанском поднятии и южнее впадины Гуаймас в южной части Калифорнийского залива [Курносов, 1982], рейс 65 DSDP. В аналогичных осадках, в условиях повышенного теплового потока (12 е.т.п.) и температурного градиента в скважинах, достигающего 30°С/100 м, формируются гидротермальные минералы: смешанослойные образования, хлорит, слю-

http://jurassic.ru/

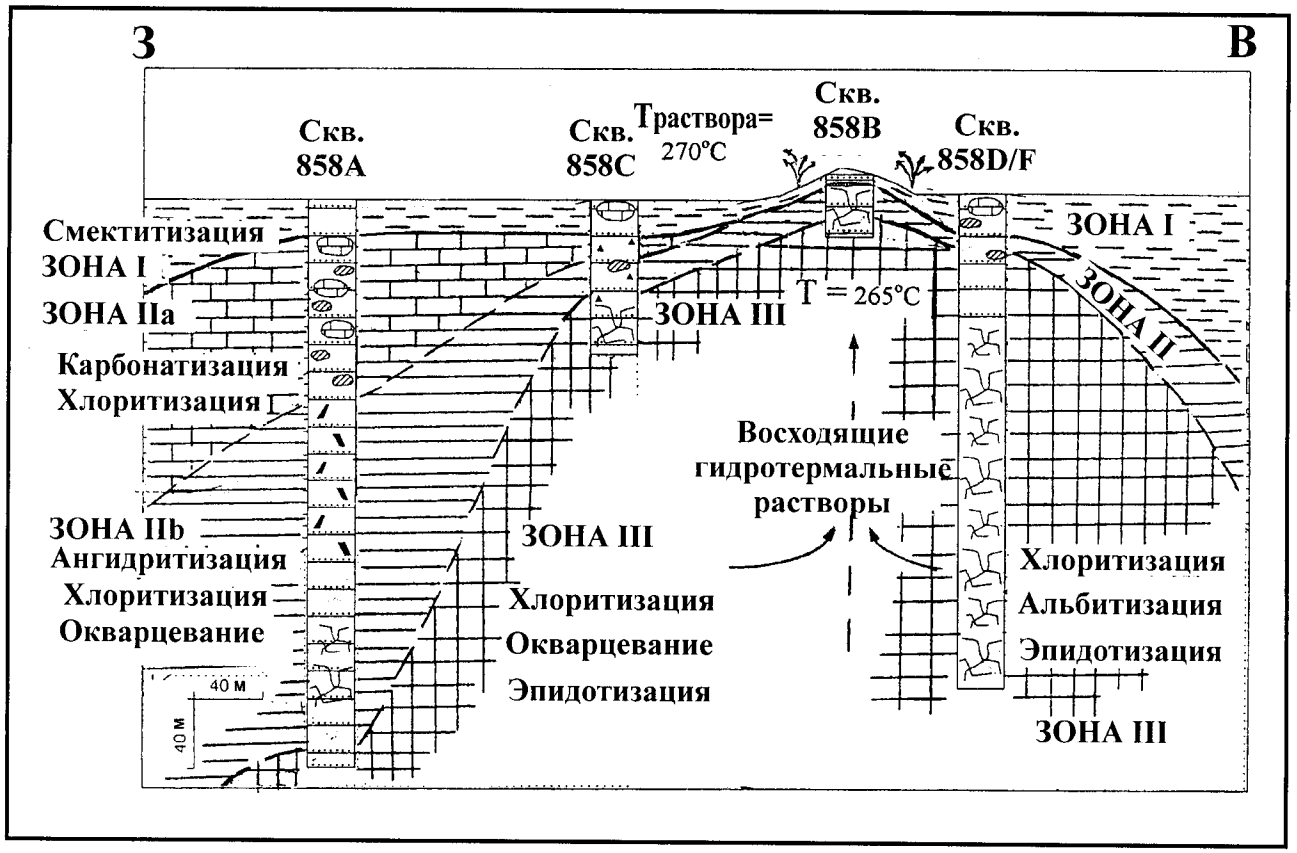


Рис. 3.34. Разрез через район бурения скважин 858, показывающий гидротермальную зональность осадков и базальтов [Goodfellow, Peter, 1994], с изменениями В.Б.Курносова [Kurnosov et al., 1994]

да, доломит, клиноптилолит, анальцим, Fe-смектит, и, возможно, кварц и полевой шпат. Одновременно и подстилающие базальты подвергаются гидротермальным изменениям с формированием смектита, кварца, апатита, актинолита, эпидота, карбонатов, цеолита, пирита.

3.4.3.4.4. Галапагосские гидротермальные холмы

В районе Галапагосского рифта, расположенного вдали от континента и на глубине океана около трех километров, были открыты гидротермальные холмы [Klitgord, Mudie, 1974] и позже разбурены в рейсах 54 и 70 DSDP. Они имеют высоту до 20 м и составляют в поперечнике от 5 до 50 м. Район их распространения вытянут на 27 км в субширотном направлении вдоль оси рифта. На холмах замерен высокий тепловой поток, достигающий 23 е.т.п., и обнаружена подводная гидротермальная активность.

Эти холмы сложены пелагическими известковыми илами и гидротермальными образованиями, главным образом, нонтронитовыми глинами и марганцевыми (тодорокитовыми) корками [Kurnosov et al., 1982; Курносов, 1982]. В наиболее интенсивно проработанных гидротермальными растворами осадках, расположенных в основании вскрытого разреза, сформировался комплекс калийсодержащих минералов (смешанослойный гидрослюда-смектитовый минерал, файрчилдит, филлипсит, полевой шпат). Эта часть разреза содержит самое большое количество K_2O (3,42%). В них выявлены также наиболее высокие содержания MgO (4,11%) и Na_2O (4,02%).

Таким образом, гидротермальный литогенез в осадочном чехле океанических рифтов – процесс достерный и интенсивный, сопровождаемый формированием сульфидных отложений и переработкой органического вещества. Особенно отчетливо в обнаруженных на сегодняшний день объектах этот процесс проявлен в осевых гидротермально активных рифтовых долинах хребта Хуан де Фука (Срединная Долина) и Восточно-Тихоокеанского поднятия (впадина Гуаймас). Очевидно, что в этих районах гидротермальные конвективные системы охватывают одновременно кристаллический фундамент вплоть до магматических камер, а также перекрывающие его осадки.

3.4.3.5. Седиментационные эффекты

Бесспорной является гидротермальная природа рудных и нерудных отложений в местах выхода на океаническом дне горячих и холодных подводных источников: отложения "черных и белых курильщиков". Метал-

http://jurassic.ru/

лоносные осадки, обрамляющие осевые зоны СОХ, или находящиеся в пределах их долин, сформированы двумя составляющими: терригенным материалом, осажденным при нормальном пелагическом процессе, и веществом, поступающим из гидротерм через гидротермальные плюмы, поднимающиеся над горячими подводными источниками в толще океанической воды и разносящие гидротермальный материал на сотни и тысячи километров. Гидротермальное вещество присутствует и в зонах рассеяния, расположенных вокруг площадей накопления металлоносных осадков.

Предметом длительной дискуссии по-прежнему остается масштаб участия гидротермального вещества в пелагическом осадконакоплении и рудообразовании, в частности в формировании Fe-Mn конкреций и корок.

Относительно этой проблемы существуют противоположные точки зрения. Так, Н.М. Страхов [1976], анализируя существовавший на то время материал, пришел к выводу о незначительном влиянии подводных гидротермальных источников в целом на седиментогенез в океане. В то же время им было показано, что какая-то доля вещества (10-12%), представленная Al_2O_3, Fe, Mn, SiO_2, а также Mo, Co, Cu, Pb, Ni, Zn, Ba, Y, Sc, La, поступающая в океан с гидротермами, участвует в образовании пелагических осадков [Страхов, 1963]. Позже, на основании балансовых расчетов, И.И. Волков [1981, 1993] детально рассмотрел на примере марганца проблему количественного соотношения терригенного и гидротермального вещества, поступающего в пелагиаль. Следует отметить, что одним из наиболее пригодных химических элементов по своим геохимическим свойствам для проведения такой оценки является именно марганец. Он определил, что терригенный источник марганца значительно преобладает над гидротермальным и в состоянии полностью обеспечить его накопление в пелагических областях при ежегодном отложении марганца в пелагиали (осадки и железомарганцевые конкреции) 7,7-9,6 млн т [Волков, 1993] или по данным А.П. Лисицына [1981] 8,35 млн т/год.

В то же время, существуют иные представления о вкладе подводных гидротерм в формирование отдаленных от мест разгрузки подводных источников пелагических осадков и руд. Г.Н. Батурин [1986] провел анализ результатов оценки абсолютных масс поступления гидротермального марганца в океан, полученных косвенными методами разными исследователями, который показал, что величины этого привноса составляют от 0,5 до 10 млн т/год. По оценкам других авторов [Лисицын, 1981, 1983; Лисицын и др., 1985; Зеленов, Иваненков, 1983; Курносов, 1986] в подводных гидротермах в океан может поступать от 6,6 до примерно 10 млн т/год; только в металлоносных осадках в районе ВТП ежегодно накапливается 0,175 млн т марганца [Богданов и др., 1979]. Наиболее достоверный результат был, вероятно, получен К.Л. Фон Дамм с соавторами [Von Damm et al., 1985] на основе непосредственного изучения химического состава подводных источников: привнос гидротермального марганца в океан оценен в 2,8-8,8 млн т/год. Полученные максимальные величины поступления в океан марганца в составе подводных гидротерм, достигающие 10 млн т/год, одного порядка с массами ежегодного накопления марганца в пелагическом осадконакоплении и железомарганцевом рудообразовании (от 7,7 до 9,6 млн т).

Из сказанного следует, что седиментационные эффекты гидротермальных конвективных систем в океане, проявляющиеся в гидротермальных отложениях в местах их разгрузки на дне (прежде всего, в образовании массивных сульфидов) и при накоплении железомарганцевых составляющих и рудных металлов в металлоносных осадках, ни у кого не вызывают сомнений. Участие гидротермального вещества в скрытой для прямого наблюдения форме в пелагическом осадко- и рудообразовании допускается многими исследователями, но масштаб этого участия остается дискуссионным.

Таким образом, в океанах широко проявлены и отчетливо диагностируются все три составляющие гидротермального литогенеза: 1) гидротермальные изменения магматического фундамента, 2) гидротермальные изменения осадочного чехла и 3) седиментационные проявления, неразрывно связанные в единый процесс гидротермальными конвективными системами, существующими в океанических рифтах.

3.4.4. Гидротермальный литогенез на континентах

Результаты, полученные при исследовании океанов, позволяют уверенно предположить, что в континентальной ветви глобальной системы рифтов гидротермальные процессы изменения осадочных и магматических пород были не менее значимые, чем в океанах, хотя конечные эффекты (минеральные и геохимические) могут быть другими из-за специфики состава и строения континентальной коры по сравнению с океанической и различий в гидрохимическом режиме и составе вод, формирующих гидротермальные системы. Поэтому возникла необходимость целенаправленного выявления гидротермального литогенеза в осадочных бассейнах на континентах. Он должен проявляться во всех структурах, в которых есть высокий тепловой поток, проницаемые породы и вода: рифтах, присдвиговых ОБ, глубоко погруженных впадинах, глубинных разломах, с которыми связаны различные гидротермальные проявления, и, наконец, в областях проявления как современного, так и древнего эффузивного наземного вулканизма. В осадочных бассейнах этот процесс целенаправленно в своем триединстве еще не изучен.

Остановимся прежде всего на рифтовых ОБ как наиболее ярких и широко распространенных объектах для изучения гидротермального литогенеза на континентах.

http://jurassic.ru/

Рифтогенез – один из наиболее выразительных и энергичных тектономагматических процессов в истории Земли. Он известен с докембрия по настоящее время и проявлен как глобальная система деструкции континентальной коры. В рифтовых структурах формируются осадочные бассейны со специфичным литогенезом, которым присущи большие мощности осадочных толщ и интенсивное вторичное преобразование пород, во многих случаях накопление значительного количества органического вещества. Для этих структур характерно сочетание литогенеза погружения (катагенеза) и изменение пород под влиянием гидротермальных растворов, циркулирующих в земной коре благодаря высокому тепловому потоку, сопровождающему рифтогенез. В результате в рифтовых ОБ возникают благоприятные условия для активного взаимодействия вода-порода, приводящего к активному перераспределению вещества и формированию разнообразных полезных ископаемых, включая крупные залежи углеводородов.

Можно предположить, что по аналогии с океаническими рифтами в этом процессе в рифтовых бассейнах на континентах, в отличие от других типов ОБ, испытывающих только катагенетические преобразования, участвуют не только осадочные отложения, но и подстилающие их породы магматического фундамента, где действуют единые для осадочного чехла и магматического слоя земной коры гидротермальные системы.

3.4.4.1. Проблемы обнаружения и изучения гидротермального литогенеза в осадочных бассейнах на континентах

Локальность проявления гидротермальной активности, мощные осадочные толщи, перекрывающие возможно гидротермально измененные отложения, обычно плохая обнаженность, редкая сеть или недостаточная глубина скважин, расположенных часто за пределами палеогидротермальной деятельности, а также редкое опробование пробуренных толщ, сильно затрудняют обнаружение и изучение гидротермального литогенеза в древних ОБ. Кроме того, часто трудно без специальных исследований (например, кристаллохимических) отличать низко-среднетемпературные (до 100-200°С) минеральные и геохимические продукты этого процесса от аналогичных катагенетических образований. Эти обстоятельства являются основной причиной того, что несмотря на уже длительное изучение континентальных ОБ, в том числе рифтовых, явление, которое неизбежно сопровождает рифтогенез, так и не было до сих пор ясно обозначено на основании эмпирических наблюдений.

В то же время неизбежность гидротермального литогенеза во многих типах ОБ на континентах и в переходных областях делает поиск его проявлений целенаправленным.

3.4.4.2. Примеры гидротермального литогенеза в рифтовых бассейнах

В настоящее время мы не обладаем систематизированными данными по гидротермальному литогенезу в рифтовых ОБ на континентах вообще и на Евроазиатском континенте в частности, которые характеризовали бы, как это сделано в океанах, в полном объеме это явление в современных и древних обстановках. В то же время уже сейчас можно привести несколько примеров, которые отражают разнообразные фрагменты этого явления и подтверждают правильность выбранного направления исследований.

3.4.4.2.1. Тиманская провинция

Девонские отложения Среднего Тимана, сформировавшиеся в пределах Тиманской предположительно рифтогенной провинции, испытали постседиментационные изменения, которые можно отнести к гидротермальному литогенезу [Симанович, Костылева, 1994]. Прежде всего, эти авторы отметили, что изученные терригенные и вулканогенно-терригенные толщи сильно литифицированы по сравнению с аналогичными породами Главного девонского поля. Кроме того, они установили, что мономиктовые кварцевые песчаники пижемской свиты испытали гидротермальное воздействие с привносом SiO_2. Гидротермальную деятельность, по их данным, может подтверждать и наличие в образцах пород из этой свиты баритовых прожилков. В песчаниках залегающей выше яранско-лиственичной свиты, вскрытой скважинами, расположенными в приосевой части рифта, этими авторами выявлена наиболее интенсивная регенерация кварца, что подтверждает вывод о возможной гидротермальной деятельности. Кроме того, они наблюдали регенерацию калиевых полевых шпатов, считая, что были или специфические обстановки в бассейне седиментации, определяющие повышенную соленость, или привнос калия гидротермальными растворами. Кроме того, дополнительным аргументом в пользу существования гидротерм является накопление в этих толщах Cu и Ag (Цилемские проявления медно-серебряных руд). Авторы склонны считать, что поступление Cu и Ag проходило в эндогенном флюидном потоке из рифтогенных разломов, имея ввиду ювенильную природу этих металлов, поступающих в составе магматогенных флюидов. Они считают, что выщелачивание их из базальтов при циркуляции воды маловероятно, т.к. базальты занимают небольшой объем среди осадочной толщи металлоносной свиты. Мы также уверенны, что именно эти базальты не в состоянии обеспечить необходимое количество рассматриваемых металлов. Для данной цели необходимо, как было показано выше, привлекать базальты или другие магматические породы на всю их мощность, охватываемую гидротермальной конвекцией, и которые являются фундаментом осадочного чехла в этом рифтовом бассей-

http://jurassic.ru/

не, т.е. кристаллический слой континентальной коры. Поэтому, на наш взгляд, все же можно допустить, что коровую природу в данном случае могут иметь не только Si и K, но и, возможно, Cu и Ag.

3.4.4.2.2. Северо-Вьетнамский рифт

Зона Шонг Да (р. Черная) на северо-востоке Вьетнама обладает характерными признаками континентального рифта [Гатинский, 1986]. Она ограничена серией вытянутых линейных глубинных разломов. Общая мощность ее осадочного заполнения более 9 км с резким сокращением к бортам грабена. Осевая зона структуры выполнена обвальными, глыбово-сбросовыми и вулканогенными образованиями пермского возраста, а также морскими или прибрежно-морскими отложениями триаса. В бортах грабена наблюдаются выходы юрско-меловых континентальных (озерных, лагунных) разнозернистых осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород (рис. 3.35) [Geological..., 1978]. Роль вулканизма в юрско-меловое время была велика и большая часть бортовых зон сложена эффузивами. Терригенные отложения в разрезе имеют подчиненное значение и сильно разбавлены туфогенным материалом.

Изучение фрагментов рифтовых отложений, относящихся к нижнетриасовым и юрско-меловым породам, показало, что гидротермальный литогенез оказал заметное влияние на их преобразования в условиях высокого теплового потока, сопровождавшего формирование и развитие этой структуры.

Выбранные для исследования разрезы первоначально представляли собой песчано-алевролито-аргиллитовые толщи, содержащие ту или иную примесь вулканогенного материала. В результате постседиментационных преобразований эти толщи сильно изменены. Основные их первичные компоненты (полевые шпаты, темноцветные минералы, вулканическое стекло, цементирующий силикатный субстрат, иногда кварц) частично или полностью преобразованы и выполнены комплексом вторичных минералов, основными из которых являются слоистые алюмосиликаты – смектит, хлорит, вермикулит, слюда и их смешанослойные сочетания. Появление вторичного комплекса перечисленных минералов в осадочных породах обычно трактуется как проявление диа-, катагенетических процессов. Характер распределения новообразованных минералов показан на рис. 3.36. Прежде всего обращает на себя внимание тот факт, что более древние, находящиеся в осевой части рифта породы, замещены набором слоистых алюмосиликатов (широкий спектр смешанослойных образований+слюда $2M_1$+хлорит+вермикулит+смектит), *P,T*-параметры устойчивости которых ниже, чем у тех аутигенных минералов, которые широко развиты в более молодых и вышезалегающих отложениях (только слюда $2M_1$ или ассоциация: слюда $2M_1$+один вид смешанослойных образований+смектит).

Такая картина противоречит хорошо изученной многими исследователями последовательности распределения вторичных минералов, присущей диа-, катагенетическим изменениям. Наиболее четко эту последовательность выразила А.Г. Коссовская. Ею показано, что смектиты являются представителями самого раннего начального (приповерхностного) этапа кристаллизации структур глинистого вещества. Смешанослойные минералы фиксируют собой стадию формирования и изменения пород от седиментогенеза и диагенеза до метагенеза и как бы являются предшественниками массово распространенных диоктаэдрических слюд и хлоритов. Появление этих минералов как породообразующих компонентов кластогенных пород знаменует обычно уже глубокую постседиментационную переработку и последовательное превращение осадочных пород в предметаморфические комплексы зоны метагенеза и зеленосланцевой фации метаморфизма [Дриц, Коссовская, 1990].

Следовательно, объяснить появление ассоциаций и парагенезов аутигенных слюд, смешанослойных образований, смектита, хлорита, вермикулита на близких глубинах в осадочных породах рифта Шонг Да только влиянием на погружающуюся первичную породу литостатических нагрузок и повышенных в связи с этим температур невозможно. Были необходимы какие-то дополнительные факторы, нарушающие на близких глубинах равновесность минералообразующих систем. Эти факторы должны были смещать границы устойчивого состояния аутигенных минералов и давать возможность появлению и существованию метастабильных минеральных фаз. Такими факторами могли быть динамические нагрузки и фильтрующиеся в условиях открытой системы термальные растворы. Эти явления непосредственно связаны с обновляющимися на протяжении раскрытия рифта тектоно-магматическими процессами.

Минимально действие дополнительных факторов сказалось на породах раннетриасового возраста. Можно предположить, что до начала континентальной стадии развития рифта, т.е. к корнийско-норийскому ярусам позднего триаса, осадочные породы успели претерпеть диа-, раннекатагенетические преобразования и в них сформировались ассоциации вторичных слоистых алюмосиликатов, включающие смектит и многочисленные смешанослойные фазы, содержащие смектит. Зона появления смешанослойных минералов обычно фиксируется на глубинах до 3 км в диапазоне температур 60–100°С [Коссовская, 1993]. Последующие стадии развития территории, характеризующиеся проявлениями внутririфтовой блоковой складчатости и внедрениями магматических масс, резко повысили тепловой фон и проницаемость уже измененных пород. В результате этого сложившиеся минеральные равновесия были нарушены и возникли условия для появления новых фаз, стабильных в изменившихся обстановках. Этими фазами стали хлорит, вермикулит и слюда, а также содержащие их смешанослойные фазы – ассоциации, характерные для зон катагенеза, глубокого

http://jurassic.ru/

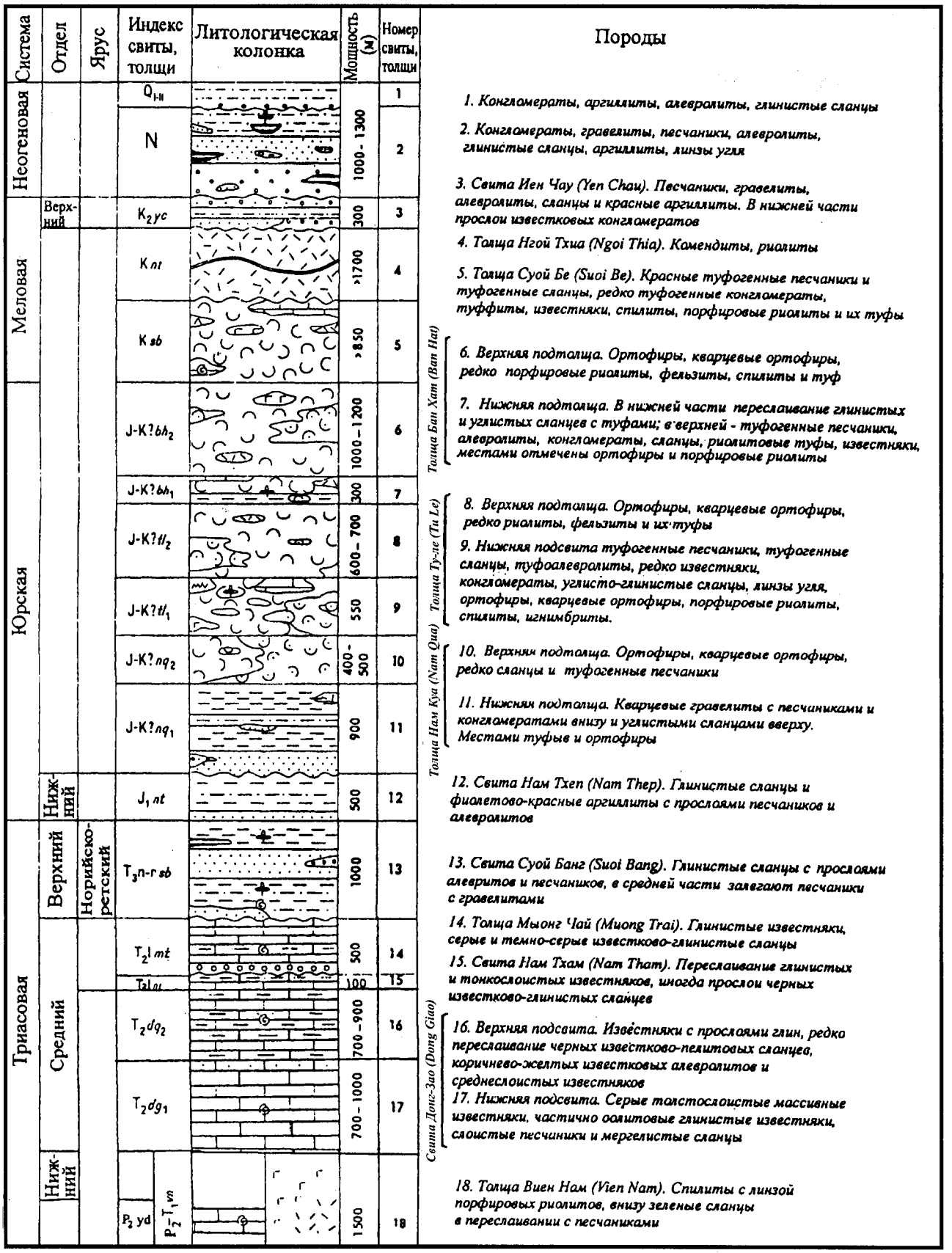


Рис. 3.35. Сводный литологический разрез отложений в рифтовой зоне Шонг Да (река Черная) [Geological map..., 1978]

http://jurassic.ru/

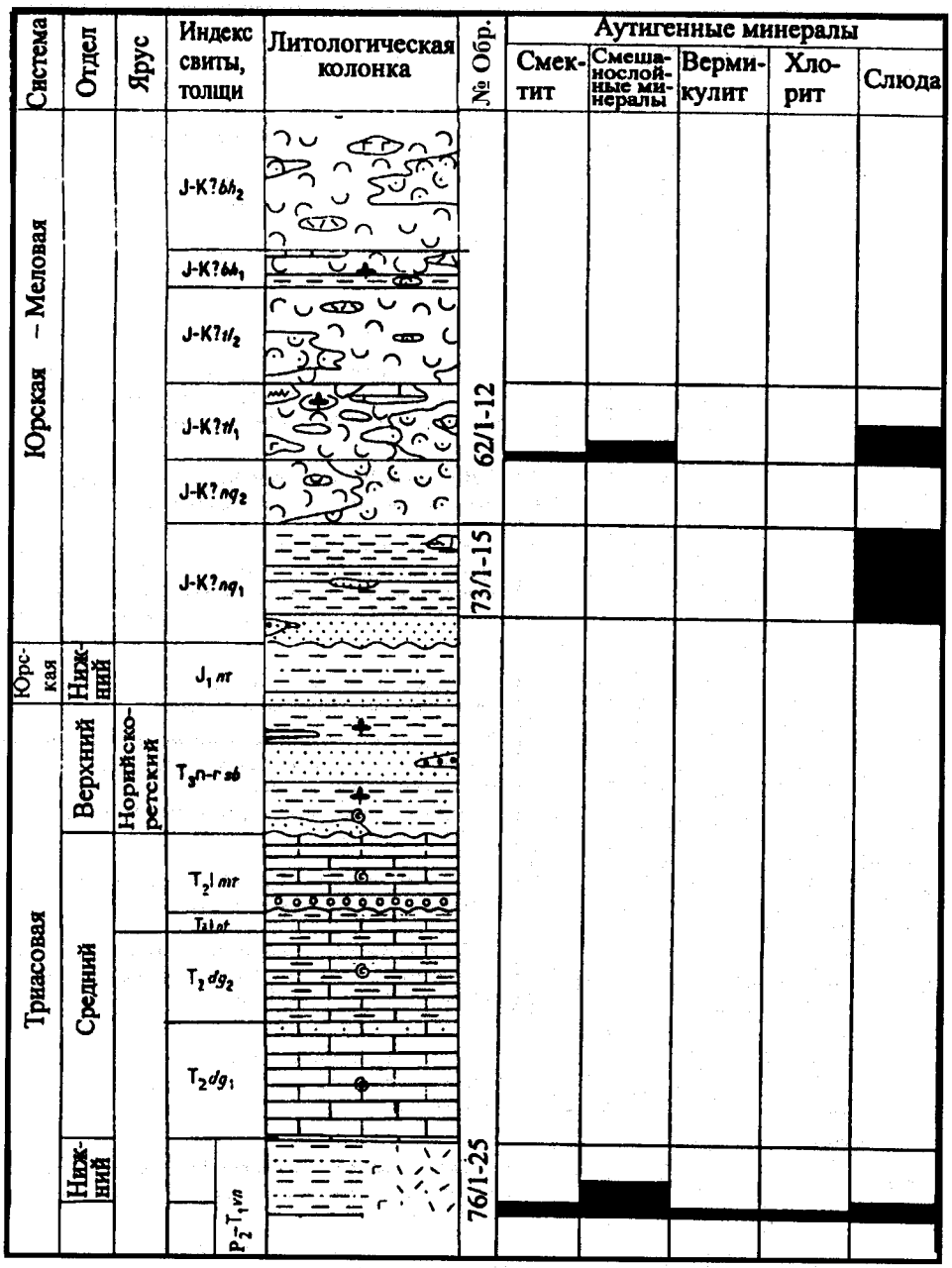


Рис. 3.36. Характер распределения аутигенных минералов по разрезу мезозойских отложений в рифтовой структуре Шонг Да

Количество аутигенных слоистых алюмосиликатов (залито черным) от их общего содержания в породе, определено приближенно

катагенеза (эпигенеза) и предметаморфизма. Такие превращения произошли без погружения пород на глубинные уровни, но имеют региональный характер.

С особой документальностью неравновесность условий аутигенного минералообразования, связанную с дополнительным привносом тепла и вещества, можно зафиксировать, анализируя вторичную минерализацию, развитую в юрско-меловых отложениях. Наиболее ярко это проявилось в составе слюды. Все проанализированные нами аутигенные слюды относились к диоктаэдрическим политипной модификации $2M_1$ (d 060 = 1,496 Е).

По данным различных исследователей, модификация $2M_1$ является единственной стабильной политипной разновидностью слюды мусковитового состава. Она может образовываться как путем прямой кристаллизации в результате высокотемпературной гидротермальной деятельности, так и при преобразовании исходных пород благодаря увеличению температуры, давления и времени их существования. В процессе катагенетических изменений пород метастабильные модификации слюды постепенно замещаются стабильными. Этот переход осуществляется по схеме $1Md \rightarrow 1M \rightarrow 2M_1$. Как правило, состояние

http://jurassic.ru/

$2M_1$ достигается в условиях зоны позднего катагенеза на границе с зоной низкотемпературного метаморфизма. Давление и температура в этих зонах оцениваются, соответственно, в 700–1800 атм и 200–250°С [Дир и др., 1966; Дриц, Коссовская, 1991 и др.].

Среди юрско-меловых отложений рифта Шонг Да такого постепенного перехода политипных модификаций слюд ни в одном случае не было обнаружено. Следовательно, можно предположить, что условия минералообразования были таковы, что слюды или сразу формировались как стабильные, или следы метастабильного состояния с течением времени были уничтожены. В какой-то мере это можно определить, анализируя химический состав отдельных зерен слюды.

Оказалось, что, несмотря на единую политипию, слюды, занимающие в породе разное структурно-текстурное положение, не одинаковы. Среди них можно выделить группы, различающиеся по степени заселенности межслоевых промежутков калием, по величине коэффициента железистости ($KFe^{3+} = Fe^{3+}/Fe^{3+} + Al^{3+}$), по величинам зарядов октаэдрических и тетраэдрических сеток и некоторым другим признакам.

Эти отличия очень важны для трактовки генезиса аутигенной минерализации. Так, если нанести составы слюд из нижней зоны неразделенных юрско-меловых отложений (площадь отбора ~ 1 м^2) на предложенную В.А. Дрицем и А.Г. Коссовской диаграмму [Дриц, Коссовская, 1991], то выявляются интересные закономерности (рис. 3.37). Слюда, образец которой взят из трещинных пространств, по составу соответствует полю распространения слюд гидротермального генезиса (поле V). Слюда, замещающая основную массу туфа

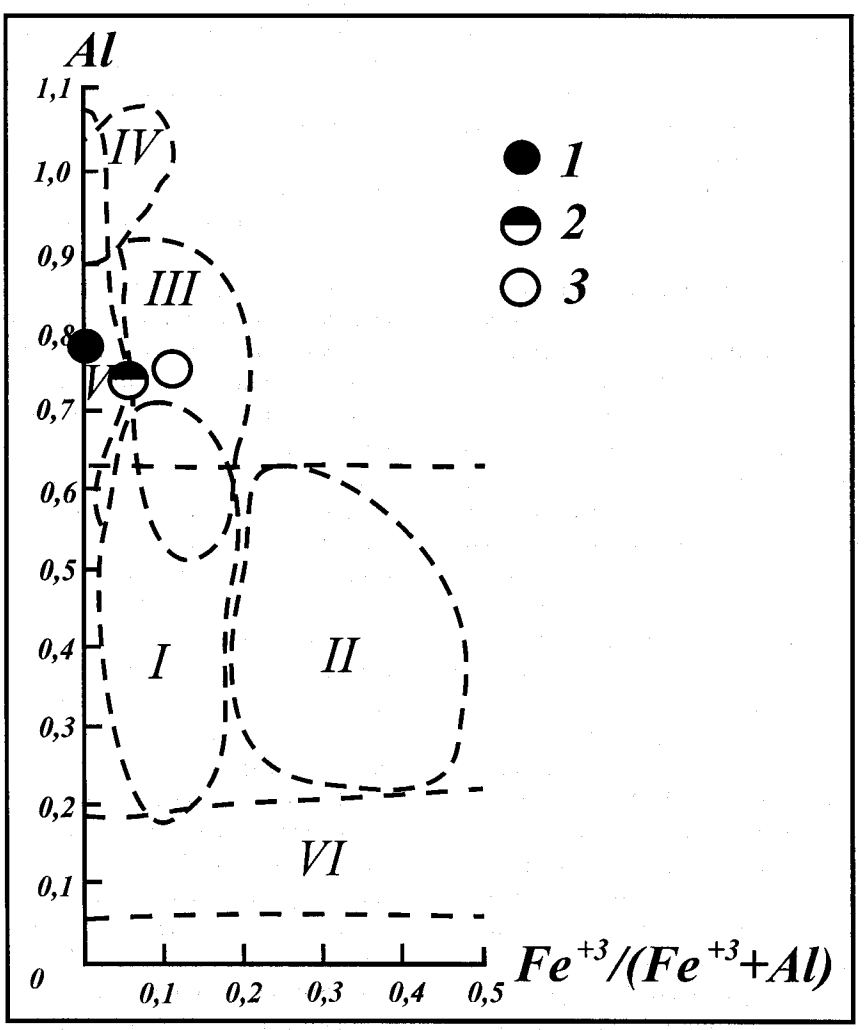


Рис. 3.37. Кристаллохимические особенности слюд политипной модификации $2M_1$ в рифтовой зоне Шонг Да

На основе фрагмента диаграммы, составленной В.А.Дрицем и А.Г.Коссовской [1991]

I-VI – поля: I – алюминиевых гидрослюд и иллитов политипных модификаций IM и IMd неизмененных в процессе эпигенеза, II – феррииллиты, III – Al-иллиты политипных модификаций IM и IMd из эпигенетически измененных пород, IV – Al-иллиты и серициты из пород начальных стадий метаморфизма, V – Al-иллиты гидротермального генезиса, VI – лейкофиллиты

1-3 – образец № 73/3: 1 – слюда, развитая в поздних трещинах, 2 – слюда, замещающая первичный плагиоклаз, 3 – слюда, развивающаяся по основной массе породы, замещающая первичные смектит и вулканическое стекло

http://jurassic.ru/

(стекло, смектит), попадает в поле слюд из эпигенетически измененных пород (поле III). Слюда, развивающаяся по плагиоклазу, занимает промежуточное положение на границе "гидротермального" и "эпигенетического" полей. Очевидно, что в пределах небольшого участка породы существовали условия как для синтеза гидротермальной слюды, так и для возникновения ее на основе первичной реакционноспособной матрицы и что процесс аутигенного минералообразования не был одноактным.

Таким образом, разный состав слюд отражает и разный механизм их образования: замещение исходной матрицы, свидетельствующее о региональном метасоматическом процессе, и свободный рост в трещинных пространствах, возможный только в условиях относительно высокотемпературного (~ 300°С) гидротермального процесса.

Реликтовая структура измененных туфов и туфопесчаников позволяет полагать, что первоначально юрско-меловые породы, накопившиеся в условиях изолированного озерного бассейна, могли быть изменены на ранних стадиях диагенеза до цеолитолитов. В рифтовых структурах такое преобразование обычно происходит в процессе диагенеза вулканических стекол. Можно привести примеры цеолитизации туфогенных пород в системах озер Африканского и Калифорнийского рифтов. Цеолитовая провинция аналогичного генезиса и возрастного интервала выявлена вдоль зоны растяжения, образованной Главным Монгольским линеаментом [Петрова, Амарджаргал, 1990]. Преобразования на уровне цеолитовой зоны приводят к тому, что вулканическое стекло исходных пород полностью замещается цеолитами, а цементирующая масса – смектитами. При низких температурах и давлениях эти минералы устойчивы и могут существовать неопределенно долгое время. Однако в пределах рассматриваемого разреза они были захоронены под мощной толщей риолитов. Внедрение масс магматического материала сопровождалось повышением регионального и, в особенности, локального тепловых режимов. В новых условиях и цеолиты, и смектиты становятся неустойчивыми и превращаются в новые минеральные фазы, вероятнее всего, в минеральные разновидности SiO_2 и гидрослюды. Но на этом история активной жизни региона не прекращается, в меловое время происходит новая тектоническая активизация, сопровождающаяся внедрением многочисленных дайковых тел и заложением или обновлением многочисленных разрывных нарушений – путей фильтрации нагретых растворов (о гидротермальной деятельности свидетельствуют сохранившиеся до настоящего времени термальные источники с температурой воды до 42°С). Создаются условия для перехода аутигенных минералов в другие, более устойчивые в изменившихся условиях фазы – кварц и слюду и даже для формирования слюдистых сланцев.

Несмотря на региональное распространение кварц-слюдистых пород, сближающее их с такими же породами, метаморфизованными на стадиях глубинного катагенеза или предметаморфизма, специфика их очевидна. Прежде всего, следует отметить явственно наследуемые структурные и вещественные признаки первичных осадочных пород: в песчаниках слюда мусковитового ряда замещает глинистый цемент и развивается по полевым шпатам, а первичный биотит превращается в смешанослойный хлорит-вермикулит; в аргиллитах глинистые минералы полностью переходят в фенгитовый мусковит. Кроме того, политипия новообразованной слюды ($2M_1$) отвечает ее стабильной модификации и отличается от модификации слюды, образующейся в результате глубокого катагенеза, в условиях которого слюда еще метастабильна. Химический состав новообразованных слюд четко наследует особенности состава первичной матрицы. Например, слюды, замещающие глины, резко обогащены калием.

Приведенные примеры показывают, что в пределах долгоживущей тектонически активной структуры растяжения преобразование осадочных пород неодноактно и является порождением различных процессов, соответствующих той или иной стадии раскрытия рифтовой зоны. Аутигенные минеральные парагенезы, возникающие в породах, стремятся к стабильности в тех физико-химических условиях, которые преобладают на каждой стадии развития структуры. Вторичные минеральные ассоциации под действием изменившихся на разных стадиях условий могут сменять друг друга как в прогрессивную (стабильность при высоких Р и/или Т), так и в регрессивную (стабильность при низких Р и/или Т) стороны. В зависимости от условий той стадии, на которой прервется развитие рифта, будет завершено и аутигенное минералообразование в осадочной породе. Число метастабильных минеральных фаз при этом будет зависеть от дискретности смены условий в процессе развития рифта.

Изменчивость тектоно-магматических ситуаций в процессе раскрытия рифтовой зоны оказывает влияние не только на аутигенное минералообразование в толщах осадочных пород, но и на заключенное в породах органическое вещество.

В описанных выше кварц-слюдистых отложениях юрско-мелового возраста рифтовой зоны Шонг Да (см. рис. 3.35 и 3.36 обр. 73/1-15) встречаются многочисленные прослои, обогащенные рассеянным органическим веществом, исследование которых показало, что образование этих прослоев явилось следствием изменения гумусовой органики, которое осуществлялось нестандартным, дискретным путем в несколько стадий [Петрова и др., 1999].

В зоне развития вулканической деятельности важна первая стадия, которая приводит к тепловому обжигу гумусовой (и любой другой) органики при захвате ее лавовым потоком или пепловым покровом. Органическое вещество местами приобретает свойства природных коксов, становится оптически анизотропным и

http://jurassic.ru/

хрупким. Однако его клеточное строение практически полностью сохраняется (в отличие от гелефицированных, разбухших клеточных перегородок органики на начальных стадиях при региональном метаморфизме). На второй стадии – динамометаморфической подготовленное хрупкое органическое вещество претерпевает механическое и механохимическое разрушение. На третьей – гидротермальной стадии происходит перенос и переотложение измененного органического вещества. Вторая и третья стадии могут по времени совпадать. В результате этих процессов в породе образуются зоны, обогащенные рассеянным тонкодисперсным межкристаллическим, межзерновым органическим веществом (твердыми битумами – антраксолитом и др.), а также иногда, как в нашем случае, газоконденсатом и, возможно, жидкими легкими нефтями.

Присутствие этих последних разновидностей метаморфизованного органического вещества в юрско-меловых породах описываемой рифтовой зоны подтверждается тем, что хлороформенная вытяжка из обогащенной Сорг породы люминесцирует в желтовато-голубоватых тонах, что свойственно легким нефтям конденсатного типа. Кроме того, анализ электронных спектров поглощения гексановых экстрактов из породы, определенных и расшифрованных О.И. Окиной в химической лаборатории ГИН РАН, показал, что конфигурация этих спектров для исследуемых образцов практически полностью совпадает с конфигурацией спектра поглощения эталона газового конденсата из Астраханского газоконденсатного месторождения (рис. 3.38). Сумма углеводородов, присутствующих в гексановой вытяжке из образцов изучаемого разреза, составляет около 130 мкг/г. Присутствуют три структурные группы ароматических углеводородов: бензольные (поглощение в области 200 нм), нафталиновые (поглощение в области 220 нм) и фенантреновые (поглощение в области 250 нм). При этом, по сравнению с вытяжками из грубых фракций (размерность частиц 0,5–1 мм), в вытяжках из тонких фракций (< 0,5 мм) возрастает суммарное количество определяемых углеводородов, увеличивается относительное количество фенантреновых структур и уменьшается – нафталиновых.

Таким образом, в рифтовой зоне сложные меняющиеся тектоно-магматические обстановки и связанные с ними гидротермальные и динамотермальные процессы с течением времени могут способствовать превращению обогащенных органическим веществом (гумусовым или сапропелевым) исходных пород в углеродистые сланцы, содержащие как твердые, так и легкие углеводороды. Механизм этих превращений отличается от того, который действует в тектонически пассивных зонах земной коры. Роль гидротермальных процес-

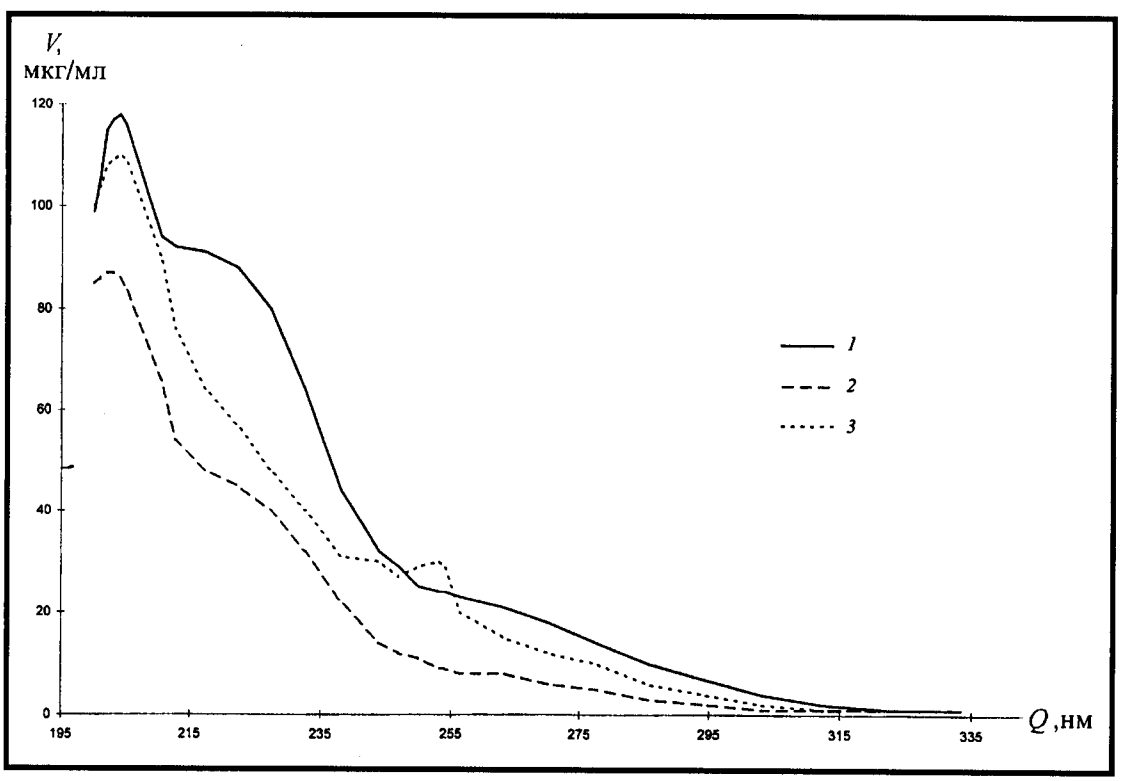


Рис. 3.38. Кривая электронного спектра гексановой вытяжки из образца 74, взятого из нижней зоны неразделенных юрско-меловых отложений

1 – эталонная кривая для газоконденсата Астраханского месторождения; 2-3 – спектр для образца 74: 2 – фракция 0,5-1 мм, 3 – фракция < 0,5 мм; содержание суммы ароматических углеводородов, мкг/мл: 1 – 29, 2 – 13, 3 – 26

http://jurassic.ru/

сов для образования внутририфтовых зон углеродсодержащих пород трудно переоценить, так как гидротермальные растворы способствуют разложению, переносу и переотложению органического вещества.

3.4.4.2.3. Кушмурунский грабен Тургайского прогиба

Кушмурунский грабен Тургайского прогиба является типичным представителем рифтовых ОБ. Он выполнен риолит-базальтовой вулканогенно-осадочной формацией триасового возраста. Все эти породы прошли изменения различной интенсивности – от начальной до полной при температурах ниже 150°С [Коробов, 1998]. Базальты смектитизированы при взаимодействии с гидротермальными растворами. Гиалолипариты, гиалодациты и их пирокластические аналоги в гидротермальных условиях превращены в бентониты. Интересно, что эти смектитизированные породы многими принимаются за продукты коры выветривания.

Проделанные А.Д. Коробовым [1998] расчеты баланса вещества показали, что в зоне конечного изменения гиалодацитов (до бентонитов) вынос Si составляет 33,4%, K до 93,9% и Mn практически весь выщелачивается из материнской породы. Кроме того, активно мигрируют Al, (до 13%), Ca (до 43%) и Na (до 83,8%). В то же время в них увеличивается концентрация Mg в 5,5 раз и Fe в 1,9 раз. При максимальной смектитизации базальтов только Ti остается в инертном состоянии. Все остальные элементы в этих условиях мобильны. Вынос K достигает 85,7%, Mg – 81,2%, Ca – 80,5%, Mn – 71,8%, Na – 67,5%, Fe – 42%, Si – 29,4% и Al – 5,8%. Эти результаты показывают, что источником минерализующего вещества гидротермальных систем являлись вмещающие породы, в которых циркулировали вадозные воды. Элементы начинают мигрировать в базальтах уже при начальных изменениях. В кислых породах массовый вынос элементов начинается только при полной их смектитизации. Кроме того, в процессе гидротермального изменения кислых и основных пород обнаружена прямо противоположная тенденция в поведении Mg и Fe.

Таким образом, в континентальной коре, в отличие от условий гидротермального литогенеза в океанической коре, перераспределение химических элементов в этом процессе может выглядеть иначе из-за большой доли в ней кислых пород. Важным следствием изменения этих пород является вынос из них значительных количеств Si. Поэтому в Кушмурунском грабене с раннемезозойскими бентонитами сопряжены мощные зоны прожилкового низкотемпературного кристобалита. Скопления кремнезема, как и бентониты, представляют промышленный интерес.

3.4.4.2.4. Дополнительные примеры гидротермального литогенеза на континентах

В настоящее время существуют представления, что в условиях рифтогенеза с гидротермальными процессами может быть связано формирование "эвапоритовых" толщ, стратиформных отложений, "кор выветривания". Эти выводы далеко не всеми принимаются. В то же время такое мнение существует, несмотря на дискуссионость этой точки зрения.

В этом отношении обращают на себя внимание, например, работы В.Н. Разумовой [1975, 1977]. Она утверждает, что древние коры выветривания, считающиеся генетически однотипными образованиями гипергенного происхождения, полигенны и наряду с собственно почвенно-элювиальными образованиями включают глинистые продукты гидротермального происхождения. Она показала, что под названием "древние коры выветривания" объединяются продукты выщелачивания различных генетических типов. Для рассматриваемой проблемы интересны: приразломные глинистые метасоматиты, связанные с активно живущими разломами, осложняющими пенепленизированную поверхность складчатого основания древних и молодых платформ; внутриформационные глинистые образования вулканических комплексов вулкано-тектонических депрессий; разломно-стратиформные глинистые образования платформенного фундамента и осадочного чехла.

В.Н. Разумовой отмечаются следующие генетические признаки, свидетельствующие о гидротермальной природе процессов изменения первичного состава вмещающих пород: затухание метасоматического выщелачивания вместе с выклиниванием зоны интенсивной миграции подземных вод (трещинной зоны); большая мощность измененных пород (многие сотни метров); часто наблюдаемая в разрезе смена с глубиной низкотемпературных фаций более высокотемпературными или сочетание тех и других на одном уровне; плащеобразная форма залегания и площадное распространение разложенных до глины пород по зонам мелкой трещиноватости; вертикальное или крутонаклонное залегание измененных пород (глинистых метасоматитов) вдоль региональных нарушений, сопровождающихся возникновением системы крутопадающих трещин; широкое развитие жильных образований с такими минералами как палыгорскит, сепиолит, шамозит, цеолиты, фосфаты, карбонаты, гидроксиды железа, опал, халцедон, кварц.

Анализ геологических данных позволил В.Н. Разумовой придти к выводу, что гидротермальные проявления, рассматривавшиеся как древние коры выветривания, имеют регионально-локальное распространение. Они приобретают большее распространение там, где развита вертикальная миграция подвижных компонентов и происходит интенсивная разгрузка гидротермальных систем. Помимо прочих тектонических структур, к таковым относятся и рифты.

Автор указывает, что на Русской платформе зоны, благоприятные для регионального развития гидротермальных процессов, имеют протяженность во много сотен километров, а поперечное сечение их не превышает 200 км. Например, в докембрии, в железорудной

http://jurassic.ru/

провинции Курской магнитной аномалии и Кривого Рога с разрывными тектоническими структурами связаны мощные зоны изменения, считающиеся древними корами выветривания. Мощность измененных пород в зонах глубинных разломов достигает 700-1200 и даже 2000 метров. В.Н. Разумова пишет, что на древних платформах основная эпоха формирования глинистых метасоматитов ("корообразования") отвечает, повидимому, периоду заложения авлакогенов.

На Байкальском сводовом поднятии гидротермальная минерализация (древние коры выветривания) приурочена к продольным разломам рифтовой зоны.

Приведенные примеры гидротермального литогенеза в континентальных рифтовых ОБ и рифтовых структурах далеко не исчерпывают разнообразия его возможного проявления. В то же время, они показывают, что этот процесс реально существует и сопровождается интенсивным перераспределением химических элементов в системе: осадочный чехол-магматический фундамент, а также изменением органического вещества и формированием различных полезных ископаемых.

3.4.5. Перспективы и задачи изучения гидротермального литогенеза

3.4.5.1. Основные задачи

В изучении гидротермального литогенеза относительно далеко на сегодняшний день удалось продвинуться в наиболее доступных для изучения наземных вулканических областях, включая Исландию, и в океанах, благодаря быстрому прогрессу глубоководного бурения в СОХ, и прежде всего в их осевых зонах, а также в окраинных спрединговых морях. Наименее изученными в рамках изложенной концепции остаются ОБ на континентах.

В изучении гидротермального литогенеза в океанических структурах ключевой задачей на сегодняшний день является количественная оценка мобильности химических элементов при гидротермальном изменении океанической коры и их перераспределении (баланс вещества) в системе магматическая часть океанической коры - осадочный чехол - океан.

В исследовании гидротермального литогенеза в ОБ континентов основная задача та же, что и для океанов, но для ее решения необходимо систематизированно и целенаправленно изучить вторичные минеральные преобразования пород осадочного чехла и кристаллического фундамента, выявить гидротермальную зональность в различных геологических обстановках и в различных породных ассоциациях, установить основные закономерности в этой зональности. После этого в наиболее представительных зонах изучить химический состав измененных пород и провести сравнение с химическим составом неизмененных материнских пород. Эти результаты использовать для определения мобильности вещества при вторичных изменениях в гидротермальных условиях, что позволит оценить перераспределение вещества в условиях гидротермального литогенеза в ОБ на континентах.

Следует подчеркнуть, что стадиальные изменения пород в ОБ хорошо известны, и в этой сфере знаний пока нет принципиально новых крупных идей. В то же время их изучение неизбежно как необходимый фон для выявления аномальных процессов и прежде всего гидротермальных.

Изучение гидротермального литогенеза дает возможность рассмотреть следующие принципиальные вопросы: 1) какова реальная роль катагенеза и гидротермальных процессов в формировании пород в ОБ, в становлении которых были благоприятные условия для проявления высокого теплового потока; 2) какова природа начального метаморфизма, включая метагенез; 3) каково перераспределение вещества при гидротермальном литогенезе в системе: кристаллический фундамент-осадочный чехол-гидросфера; 4) какими индикаторными свойствами обладают продукты гидротермального литогенеза в изучении осадочных бассейнов и в их типизации.

3.4.5.2. Соотношение процессов динамотермальной активизации, начального метаморфизма и гидротермального литогенеза

Общее в этих процессах заключается прежде всего в том, что они не относятся к стадиально-катагенетическим изменениям, связанным с погружением осадочных толщ в условиях нормального геотермального градиента и нормального литостатического давления.

Динамотермальные преобразования являются явно наложенными [Япаскурт, 1992, 1999]. Природа "начального метаморфизма" представляется по разному. В настоящее время эти изменения пород многими относятся к наложенному процессу, а не к конечной стадии литогенеза. В обзорах существующих данных по этой проблеме [Япаскурт, 1992, 1999] "начальный метаморфизм", включая метагенез, отнесен к наложенному процессу и является следствием динамотермальных преобразований в складчатых областях. Сильным аргументом в пользу этого представления является то, что при отсутствии дислокаций метаморфизм осадочных пород не происходит даже при погружении их на глубину 20-25 км.

В то же время, несмотря на различные взгляды на природу начального метаморфизма, эти изменения проходят бесспорно в условиях высокого теплового потока и при участии гидротермальных растворов. Кроме того, начальный метаморфизм не относится к метаморфизму в классическом его понимании, как изохимическому процессу. Поэтому его целесообразно включить в группу изменений, относящихся к гидротермальному литогенезу.

http://jurassic.ru/

Гидротермальный литогенез объединяет все изменения, проходящие в условиях высокого теплового потока при циркуляции гидротермальных растворов в земной коре (т.е. не только в осадочном заполнении бассейнов, но и в их кристаллическом фундаменте), и включает как наложенные преобразования, так и первичные. Он может проявляться как в "чистом" виде, так и в самых разных соотношениях с седиментогенезом и литогенезом погружения, с другими типами изменения пород, а также может однократно или многократно накладываться на продукты этих процессов. Поэтому гидротермальный литогенез нельзя отнести только к наложенным процессам и связать его только с термально-дислокационной группой преобразований на инверсионных (складчатых и орогенных) этапах эволюции осадочно-породных бассейнов. Скорее наоборот, группу наложенных термально-дислокационных преобразований (динамотермальной и термальной активизации) логичнее подчинить гидротермальному литогенезу.

В настоящее время проблема соотношения рассматриваемых преобразований до конца не решена и нуждается в дальнейшей разработке.

3.4.5.3. Соотношение катагенеза и гидротермального литогенеза

Стадиальные изменения в "чистом" виде, прошедшие идеализированный путь преобразований при погружении осадочных толщ, т.е. при катагенезе, встречаются не так часто, как считалось прежде. Появляется все больше примеров, показывающих, что эти изменения искажены в той или иной мере гидротермальными воздействиями. Поэтому актуальной является проблема установления различий между минералообразованием в катагенезе и гидротермальном литогенезе. Следует отметить, что во многих случаях это сделать трудно.

Рассмотрим эту проблему на примере распределения в измененных породах цеолитовых ассоциаций, которые благодаря кристаллохимическим особенностям составляющих их минералов могут чутко реагировать на малейшие изменения условий окружающей среды.

Устойчивое развитие пород, обогащенных цеолитами, наблюдается в различных регионах на глубинах до 5-11 км и ограничивается температурами до 220-260°С и давлением около 3 кбар, что полностью отвечает условиям позднего катагенеза. Эти породы детально исследованы Д. Кумсом с соавторами [Cooms et al.,1959] и Ф. Тернером с соавторами [Файф и др., 1962], выделены этими авторами в качестве низкотемпературной фации измененных пород и названы "цеолитовой фацией метаморфизма".

Д. Кумс с соавторами, вводя понятие цеолитовой фации метаморфизма, выделяли в ней три стадии (сверху вниз): 1) гейландит-анальцимовую; 2) ломонтитовую (с альбитом и хлоритом); 3) пренит-пумпеллиитовую. При этом гейландит-анальцимовая стадия рассматривалась как переходная от метаморфизма к диагенезу (в понимании зарубежных геологов, или как зона глубокого катагенеза, принятая в отечественной литературе) [Cooms et al., 1959]. Позднее М. Утада [Utada, 1965, 1970, 1980; Utada, Vine, 1984] включил зону диагенеза наряду с зоной очень низкого метаморфизма в понятие цеолитовой фации и выделил в ней пять зон (сверху вниз): 1 – неизмененного стекла (неизмененное и измененное стекло, опал, монтмориллонит, редко филлипсит и шабазит; 2 – клиноптилолит-морденитовая (с опалом, монтмориллонитом, селадонитом, корренситом, карбонатами); 3 – анальцим-гейландитовая (с калиевым полевым шпатом, опалом, кварцем, монтмориллонитом, смешанослойными минералами, хлоритом); 4 – ломонтитовая (с калиевым полевым шпатом, монтмориллонитом, хлоритом, серицитом, кварцем); 5 – альбитовая (с калиевым полевым шпатом, кварцем, хлоритом, серицитом, кальцитом).

Смена минеральных ассоциаций в этой зональности является функцией изменения условий минералообразования, в частности нарастания температур и давления в погружающемся осадке. Агентами цеолитообразования в этом случае являются застойные поровые воды, состав которых в результате реакционного взаимодействия с окружающими породами также меняется с глубиной. Матрицей, по которой идет цеолитообразование, служат осадочные и вулканогенно-осадочные породы. Характерными цеолитами являются клиноптилолит, морденит, анальцим, ломонтит, реже гейландит, стильбит и другие. Для распределения этих минералов типична связанная с глубиной зональность. Известно, что меняющиеся в процессе погружения осадка физико-химические условия сказываются в первую очередь на характере заключенного в нем органического вещества. Если в условиях диагенеза происходит преобразование погребенных растительных остатков до торфа, то дальнейшее увеличение температур и давления в зоне катагенеза постепенно изменяет последний до бурых углей (глубина погружения до 3 км), длиннопламенных (до 4 км), газовых (до 5 км), жирных (до 6 км) до антрацита (до 15 км). Эти переходы коррелируют с изменениями в составе новообразованных минеральных ассоциаций и характером новообразованных цеолитов. А.С. Запорожцевой с соавторами [1961, 1963] на конкретных примерах показано, что при небольшой мощности осадков, где породы преимущественно полурыхлые, а распределенные в угленосных пачках угли бурые или переходные от бурых к длиннопламенным, цеолиты обычно представлены стильбитом и гейландитом (детальная рентгеновская диагностика этого минерала не проводилась). В зонах, где мощность отложений значительна, а угли по степени углефикации близки к газовым и первично жирным, широким распространением пользуется ломонтит. В промежуточной зоне присутствует эпидесмин, а в более глубокой – встречается сколецит. Таким образом, по мере возрастания глу-

http://jurassic.ru/

бины погружения и степени переработки исходного материала пород более гидратированные и менее плотные цеолиты сменяются на фазы с большим удельным весом и меньшим содержанием H_2O.

Помимо приведенных выше классических примеров, в результате изучения которых была выделена "цеолитовая фация метаморфизма", рассмотрим еще один, тщательно изученный и проанализированный объект. А. Иджима и М. Утада [Iijima, Utada, 1971] изучили разрез неогеновых отложений нефтяного поля Ниигата в Японии. В зависимости от глубины погружения вулканогенно-осадочных пород в этом районе авторы выделяют пять зон.

Зона 1 (от поверхности до глубины 800 м, Т до 41°С) – неизмененного стекла. Породы содержат обломки риолитового и дацитового стекла, слабо замещенного опалом и монтмориллонитом.

Зона 2 (глубина 800-1900 м, Т=41-49°С) – щелочного клиноптилолита, замещающего растворенное стекло в ассоциации с опалом, монтмориллонитом, иногда селадонитом. Клиноптилолит выдерживает прокаливание и обработку в 6 N HCl в течение 1 часа без изменения рентгенограммы. Неизмененные обломки стекла редки.

Зона 3 (глубина 1450-2400 м, Т=55-59°С, Р=0,4-0,7 кбар) – морденит-Са-клиноптилолитовая. Клиноптилолит выдерживает прокаливание до 750°С без изменения рентгенограммы, но разрушается при обработке HCl. Первичные минералы туфа не изменены, первичная витрокластическая структура туфа хорошо просматривается, свежего стекла не остается. Цеолиты замещают стекло и выполняют поровые пространства в ассоциации с опалом, халцедоном, монтмориллонитом, иногда селадонитом. Клиноптилолит и морденит образуются благодаря реакциям между стеклом туфов и поровыми растворами, кроме того Са-клиноптилолит может образовываться за счет щелочного клиноптилолита.

Зона 4 (глубина 2900-3500 м, Т = 84-91°С, Р = 0,9-1,1 кбар) – анальцимовая. Псевдоморфозы клиноптилолита, морденита и анальцима развиваются по обломкам стекла и цементируют поровое пространство в туфе. В цементе появляются микроагрегаты аутигенного кварца, ассоциирующего с монтмориллонитом, корренситом или (в нижней части зоны) с хлоритом. Плагиоклаз частично альбитизирован. Витрокластическая структура породы узнается легко, пористость резко уменьшается.

Зона 5 (глубина 4150-4500 м, Т=120-124°С, Р=1,3-1,4 кбар) – сосуществования аутигенного альбита с анальцимом. Наблюдается сильная альбитизация первичных олигоклаза и андезина. Первоначальная витрокластическая текстура туфа затушёвывается новообразованными кварцем и альбитом. В кавернах присутствует ломонтит.

Описанная зональность не зависит от стратиграфических границ. В скважинах с повышенным геотермическим градиентом (до 40°С/км) анальцимовая зона начинается с глубины 1700 м при температуре 88±2°С, верхняя граница альбитовой зоны поднимается до 2500м при 120°С.

Помимо температуры и давления, на аутигенное минералообразование влияют активность SiO_2, pH, минерализация растворов. В зависимости от комбинаций величин этих параметров находится как глубина цеолитообразования, достигающая в отдельных случаях 1500 м, так и видовой состав цеолитов. В частности, нижняя зона чаще бывает не анальцимовой, как в приведенном примере, а ломонтитовой. В более поздней классификации [Iidjima, 1978] анальцимовая зона подразделяется на две подзоны: а) анальцим-гейландитовую и б) анальцим-ломонтитовую.

Цеолитовые ассоциации, сходные с вышеописанными, известны в толщах вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений Исландии, где зафиксирована смена вниз по разрезу ломонтитовой минеральной ассоциации на хлорит-эпидотовую с альбитом и актинолитом.

Установлено, что в толще миоценовых платобазальтов ломонтитовая и вышележащие цеолитовые зоны располагаются субгоризонтально и могут быть прослежены на многие десятки и даже сотни км [Palmasson et al., 1979] (рис. 3.39). Г. Уокер [Walker, 1960], впервые детально исследовавший распространение цеолитов в миоценовых базальтах Восточной Исландии, считает, что вертикальная зональность связана с погружением пород. Однако многочисленные последующие исследования показали, что при приближении к крупным вулканическим центрам глубоко погруженные в толще платобазальтов цеолитовые зоны, в том числе и ломонтитовая, а за ней и зона эпидота поднимаются вверх. Этот факт указывает на определяющее влияние теплового очага центрального вулкана при формировании цеолитов в пределах гидротермальной системы. В то же время, очевидно, что цеолитовые ассоциации, известные в толщах вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений Исландии, Новой Зеландии, Японии, Камчатки, где они формировались, скорее всего, при активном воздействии нагретых подземных вод, трудно отличимы от тех, которые обычно рассматриваются как свидетели катагенетических процессов [Эпигенез..., 1971].

Цеолитизация гидротермального генезиса широко распространена в пределах тех активных гидротермальных систем мира, где щелочность циркулирующих термальных растворов превышает нейтральное значение pH. Широкий спектр цеолитов выполняет свободное пространство в измененных породах разного состава и замещает исходное стекло и полевые шпаты. Образование цеолитов происходит как вследствие обменных реакций между раствором и породой, так и в результате кристаллизации из растворов.

Для континентальных гидротермальных систем также характерна зональность в распределении новообразованных минералов, контролируемая динамикой дви-

http://jurassic.ru/

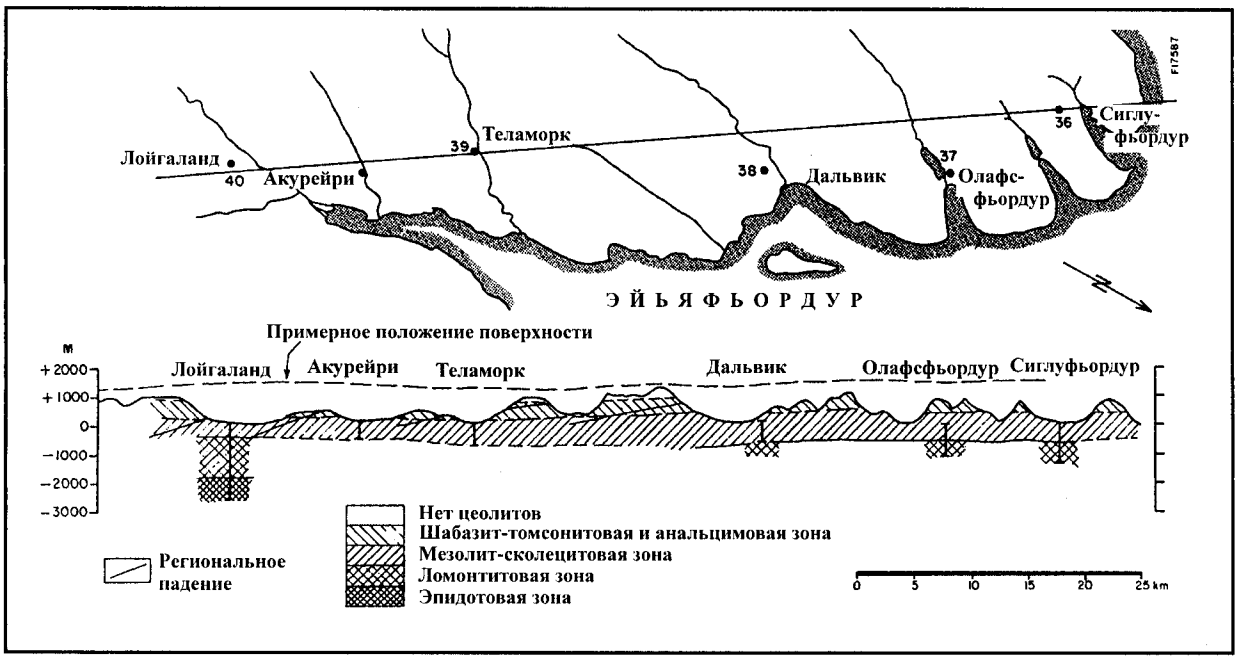


Рис. 3.39. Зональность локализации цеолитов в измененных породах на севере Исландии, по [Palmasson et al., 1979]

жущихся растворов. Пластовая фильтрация вод порождает вертикальную зональность, выражающуюся в большинстве случаев в смене с глубиной глинистых минералов на высококремнистые цеолиты – клиноптилолит, морденит и др. в кислых породах или шабазит, сколецит, гейландит, вайракит и др. в более основных. Более глубинные зоны характеризуются развитием пропиллитовой ассоциации (альбит, эпидот, хлорит), в которую из цеолитов входит ломонтит. Трещинная фильтрация вод приводит к околотрещинной цеолитовой зональности, в которой цеолитовые парагенезисы смещены, и такой относительно высокотемпературный цеолит, как ломонтит, может быть встречен в породах вблизи поверхности. С.Ф. Главатских и М.И. Раевский [1980] описывают следующую зональность цеолитовых ассоциаций Долины Гейзеров (Камчатка), наблюдающуюся в дацитовых туфах по мере удаления от трещины: кварц+адуляр+ломонтит → морденит+клиноптилолит-+монтмориллонит → клиноптилолит. В большинстве случаев трещинная и вертикальная зональности цеолитов перекрывают, дополняют и осложняют друг друга. Например, широко известная вертикальная зональность в гидротермалитах Исландии (сверху вниз): шабазит → цеолиты группы натролита → стильбит → ломонтит сечется околотрещинными измененными зонами, обогащенными ломонтитом [Гептнер и др., 1987].

Характерной особенностью гидротермалитов является наложенность цеолитовых парагенезов в пределах небольшого объема. В одной и той же каверне можно наблюдать 3-4 разновидности цеолитов, образующих взаимные прорастания или сменяющих друг друга в пространстве. Часто такая смена происходит даже в пределах одного и того же кристалла. Описаны постепенные (в одном зерне) переходы сколецита в мезолит, низкокремнистого гейландита в высококремнистый и т.п. Эти переходы обусловлены постепенным изменением условий минералообразования в зависимости от изменений физико-химических характеристик растворов. Эти же причины объясняют чрезвычайно широкие вариации в химическом составе гидротермальных цеолитов. Существует еще один косвенный минералогический признак гидротермальной цеолитизации. Как правило, если детально (с прокаливанием и растворением в HCl) исследуется высококремнистый цеолит, имеющий рентгенограмму гейландита-клиноптилолита, он оказывается или нетермостойким высококремнистым гейландитом или промежуточным гейландит-клиноптилолитом (в месторождениях цеолитов диагенетического происхождения встречается чаще термостойкий клиноптилолит).

Таким образом, для гидротермального аутигенного минералообразования характерны следующие признаки: наличие локальной вертикальной или околотрещинной зональности в распределении новообразованных минералов, наложение в пространстве различных минеральных парагенезов, широкий спектр гидротермальных минералов, неравномерная степень изменения вмещающих пород (пятнистость).

Все приведенные особенности, характерные для формирования цеолитов как в условиях регионального погружения пород, так и при гидротермальном литогенезе, справедливы и для других аутигенных минералов и минеральных парагенезов. Тем же закономерностям подчиняется, например, распространение в толщах по-

http://jurassic.ru/

род слоистых силикатов. В зонах регионального погружения наблюдаются постепенные переходы от структур смектитов через смешанослойные образования к хлоритам и корренситам и глубже, опять через смешанослойные образования, к слюдам. В зонах гидротермального литогенеза структурно "чистые" смектиты и хлориты (или даже слюды) могут встречаться на одних гипсометрических уровнях. Типичная ассоциация зеленослацевого изменения пород, состоящая из альбита, хлорита и эпидота, в зонах гидротермального изменения может встречаться в близповерхностных зонах, при этом в ассоциации с перечисленными минералами присутствуют смектиты, цеолиты, кварц.

Приведенные факты позволили обобщить в таблице 3.11 наиболее важные закономерности минералообразования, характерные для условий регионального погружения (катагенеза) и для гидротермального процесса. Эта таблица, вероятно, может быть в дальнейшем дополнена и расширена. Очевидно, что большую роль в понимании генезиса ассоциаций вторичных минералов играет знание о тектонической структуре, в которой проходят названные процессы.

3.4.5.4. Тектонические обстановки и типы осадочных бассейнов, благоприятные для проявления гидротермального литогенеза

Гидротермальный литогенез – широко распространенное явление и может быть характерен для ОБ, формирующихся во всех трех типах тектонических режимов: растяжения, сжатия и горизонтальных смещений, которые сопровождаются высоким тепловым потоком (рис. 3.40), на дивергентных, конвергентных и трансформных границах плит и во всех типах коры: океанической, континентальной и промежуточной. В той или иной мере гидротермальный литогенез проявляется: 1) во внутриконтинентальных рифтовых бассейнах и авлакогенах, в глубоких впадинах (бассейнах провального типа); 2) в рифтогенных бассейнах пассивных континентальных окраин; 3) в активных океанических структурах; 4) в ОБ зон субдукции и в коллизионных обстановках; 5) в сдвиговых ОБ зон горизонтальных смещений.

Очевидно, что наиболее благоприятными для проявления гидротермального литогенеза являются дивергентные границы литосферных плит с тектоническим режимом растяжения и в первую очередь зоны рифтогенеза с сопровождающими их развитие ОБ. Для этих структур, как было сказано выше, характерно сочетание регионального постседиментационного литогенеза погружения осадочных толщ (катагенез) и изменение пород под влиянием гидротермальных растворов, циркулирующих в земной коре (в осадочном чехле и кристаллическом фундаменте) благодаря высокому тепловому потоку. Поэтому в рифтовых ОБ возникают необходимые условия для активного взаимодействия вода-порода, приводящего к интенсивному перераспределению вещества и формированию разнообразных минеральных полезных ископаемых (цеолиты, бентониты, каолиниты, полиметаллические сульфиды и др.) и залежей углеводородов. Гидротермальный литогенез усиливает этот процесс или полностью его формирует в зависимости от конкретных обстановок, возникающих в истории развития рифтогенеза.

Наиболее перспективными для изучения гидротермального литогенеза в рифтовых ОБ являются молодые рифтовые структуры на континентах и в океанах, такие как Восточно-Африканская система рифтов, Верхне-Рейнский грабен, рифт Рио-Гранде, провинция Бассейнов и Хребтов, Момская рифтовая зона, провинция Афар и Байкальский рифт, нефтеносные рифтовые ОБ Бразилии, рифтовая долина хребта Хуан де Фука и Калифорнийский залив, Красное море и Аденский залив, окраинные спрединговые моря Тихого океана. Не менее интересными, но наиболее сложными для изучения представляются древние рифтовые структуры, например, Днепрово-Донецкая впадина, Центральный грабен Северного моря, авлакогены Восточно-Европейской платформы, Тимано-Печорская рифтовая провинция, а также рифтовые ОБ Сибири, Китая и Юго-Восточной Азии, возможно, и такие как раннепротерозойская предположительно рифтовая структура, разбуренная сверхглубокой Кольской скважиной. С этой точки зрения интересны и эпирифтовые синеклизы, в истории которых долгое время, возможно, сохраняется повышенный тепловой поток, унаследованный от рифтовой предистории, и с которыми связаны значительные запасы углеводородов.

Кроме того, для проявления гидротермального литогенеза благоприятны и ОБ провального типа – Афгано-Таджикская депрессия, Поннонский бассейн и Прикаспийская впадина, также содержащие крупные запасы углеводородов.

Меньшими по масштабу распространения, но не менее важными для проявления гидротермального литогенеза являются присдвиговые ОБ, формирующиеся в обстановках горизонтального смещения в условиях растяжения вдоль сдвигов между разломами (*strike-slip basins, pull-apart basins*). Они характеризуются большой мощностью осадочных отложений, небольшими площадными размерами и повышенным тепловым потоком. Эти ОБ также перспективны на нефть и другие полезные ископаемые. Такие бассейны известны, например, в районе разлома Сан-Андреас. К ним относятся: Мертвое море и ряд других впадин зоны Левантийского сдвига, Андаманское море, бассейн Карьяко в северной Венесуэле. Кроме того, в качестве примеров этого типа ОБ можно привести позднегерцинский угленосный бассейн Алес на юге Франции, бассейн Бови в южном Девоне (Англия), девонский бассейн Хорнелен в южной Норвегии с мощностью осадков около 25 км [Обстановки..., 1980].

На конвергентных границах плит в коллизионных обстановках формируются впадины и грабены, являю-

http://jurassic.ru/

Таблица 3.11

Черты сходства и различия аутигенного минералообразования в условиях катагенеза и гидротермального процесса

Аутигенные минералы	Катагенез	Гидротермальный процесс
Распространение	Региональное, выдержанное на большие расстояния, на глубину и по простиранию	Региональное и локальное, приуроченное к зонам интенсивной миграции подземных вод (зоны разломов, трещинные рои, зоны брекчирования), невыдержанное по глубине и простиранию
Распределение по породам	Равномерное	Максимальные количества приурочены к породам с пониженными фильтрационными свойствами, поровым и трещинным пространствам
Зональность распределения	Зависит от изменения параметров минералообразования	
	Вертикальная зональность, формирующаяся по мере погружения толщи	Вертикальная зональность, формирующаяся по мере погружения толщи; латеральная зональность, формирующаяся по простиранию пород и вкрест зон тектонических нарушений; мозаичная зональность (пятнистость), формирующаяся в зависимости от: 1)фильтрационных свойств и состава исходной породы, 2)разницы в составе термальных растворов
Характер нахождения в породе	Замещают основные породообразующие компоненты, выполняют поровые пространства	Замещают основные породообразующие компоненты, выполняют поровые пространства, залечивают пустоты и трещины; характерно наличие секущих взаимоотношений минеральных ассоциаций одинакового или разного состава, но разного времени образования
Механизм образования	Диффузионное взаимодействие порового раствора с компонентами породы, свободный рост из поровых растворов	Диффузионное взаимодействие порового раствора с компонентами породы, свободный рост из поровых растворов; свободный рост из растворов в трещинных и крупных открытых полостях
Темпы минералообразования	Низкие, характерны постепенные переходы в смене минеральных парагенезисов	Неравномерные в различных участках породы, как постепенные, так и резкие смены минеральных парагенезисов (мозаичность)
Характер выполнения порового пространства	Обычно один или два новообразованных минерала	Несколько минералов или несколько генераций одного и того же минерала, наличие "седиментационных уровней", сочетающихся с концентрической зональностью осаждения минералов
Форма и размеры выделений	Псевдоморфозы по исходной матрице: морфология новообразований обычно соответствует конфигурации порового пространства; реже идиоморфные кристаллы размером до первых мм	Псевдоморфозы по исходной матрице: хорошо образованные кристаллы размером от нескольких мм до десятков см, реже скрытокристаллические или тонкокристаллические агрегаты
Характерные микроструктуры	Растворения и регенерациии	Замещения, заполнения и взаимного прорастания
Условия минералообразования	Преимущественно равновесные, формирование стабильных минеральных фаз	Преимущественно неравновесные, формирование как стабильных, так и метастабильных минеральных фаз
Вариации химического состава	Незначительные, наследуется химическая специфика исходных пород	Химическая специфика больше зависит от состава циркулирующих растворов, чем от состава исходных пород, состав образовавшихся минералов может не соответствовать составу вмещающих пород

http://jurassic.ru/

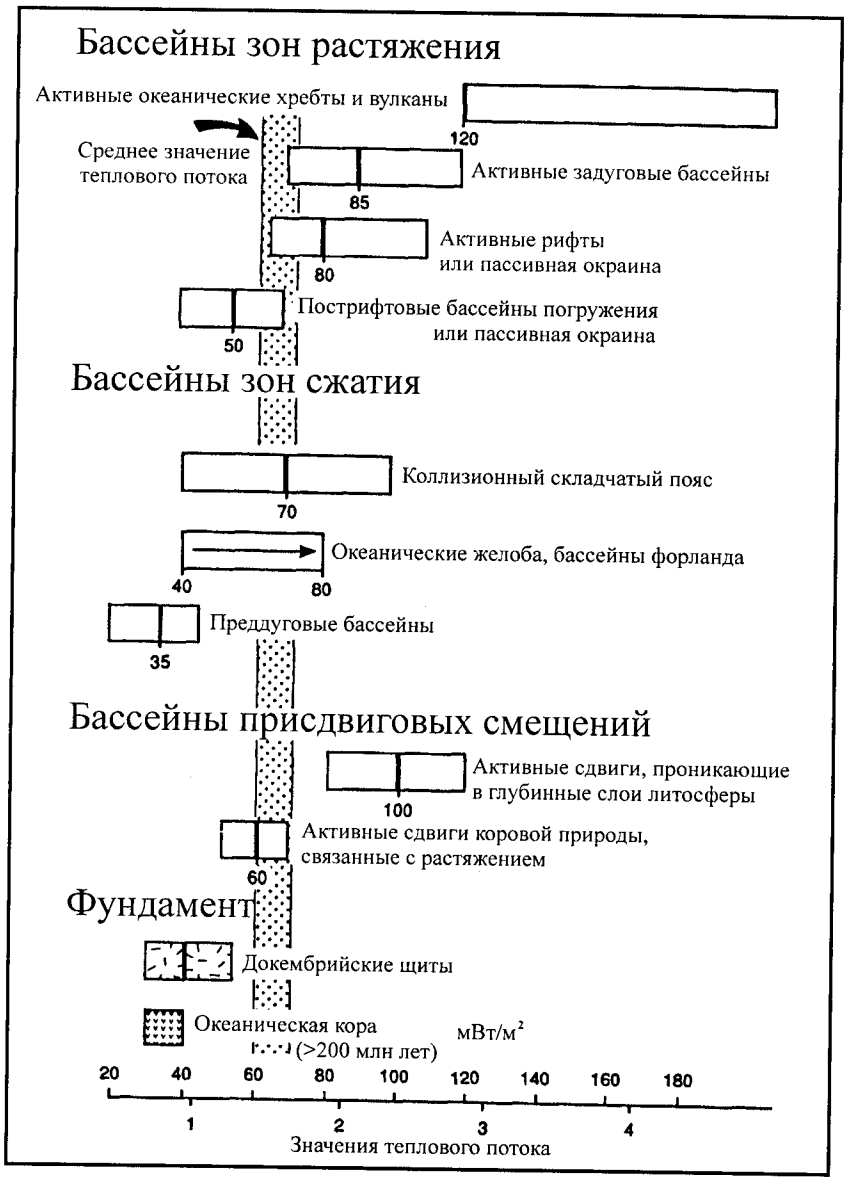


Рис. 3.40. Упрощенная схема типичных тепловых потоков, характерных для осадочных бассейнов разных типов [Basin ..., 1990]

щиеся либо рифтовыми грабенами растяжения, либо сдвиговыми впадинами, параллельными или субпараллельными горному поясу [Обстановки..., 1980], для которых характерны высокие тепловые потоки и соответственно проявление гидротермального литогенеза.

Изменения осадочных пород в условиях орогенеза также широко распространены и связаны прежде всего с гидротермальной деятельностью. Они наиболее подробно рассмотрены В.Т. Лукьяновой [1995] на примере орогенных областей Средней Азии, Зауралья и Казахстана.

Геологические обстановки проявления гидротермального литогенеза, по существу, совпадают с рассмотренными Н.М. Страховым [1963] условиями возникновения вулканогенно-осадочного типа литогенеза в трех типах структурных зон. Во-первых, в геосинклиналях (терминология Н.М. Страхова) на разных стадиях их развития – от зарождения геосинклинальной зоны с вулканизмом в грабенообразных участках с глубинными разломами до поздней стадии, когда геосинклиналь превращалась в складчатую систему с проявлением орогенного вулканизма, формированием стратовулканов и развитием метасоматических процессов. Вулканизм существовал преимущественно в морских условиях (около 90%), в наземных только 10%. Во-вторых, на платформах, на которых вулканические процессы сильно уступали геосинклинальным зонам, составляя примерно 5% от последних и целиком были континентальными. Платформенные извержения были эффузивные. Они локализовались в линейных структурах огромного простирания с формированием траппов, а также имели точечный характер проявления в виде вул-

http://jurassic.ru/

канических построек. Третий тип структур, для которых характерен вулканический процесс, распространен в океане. Это цепи поднятий типа Гавайских островов и изолированные подводные вулканические горы. Н.М. Страхов подчеркнул, что областями наибольшей интенсивности извержений являются геосинклинальные зоны, характеризующиеся наибольшей ослабленностью, мобильностью и проницаемостью земной коры. К таким участкам земной коры относятся и срединно-океанические хребты. Развитие всех перечисленных структурных зон сопровождается проявлениями активного вулканизма.

В то же время, для процессов гидротермального литогенеза непременным условием является высокий тепловой поток, который не всегда сопряжен с вулканизмом. Например, в раннемезозойских грабенах восточной части США и Северной Африки (структуры с высоким тепловым потоком) вулканизм проявлен не везде. В этом смысле гидротермальный литогенез выходит за рамки условий возникновения вулканогенно-осадочного типа литогенеза.

Общим для перечисленных структур и бассейнов является их становление в связи с подъемом астеносферы, сопровождаемым формированием высокого теплового потока в земной коре, который, в свою очередь, инициирует циркуляцию гидротермальных растворов в кристаллическом фундаменте и осадочном чехле.

3.4.5.5. Об объеме гидротермального литогенеза

Гидротермальный литогенез, как было показано выше, приурочен к определенным тектоническим структурам и ОБ, формирование которых обязано подъему астеносферы. Это непременное условие развития гидротермального литогенеза в изложенном его понимании. Подъем астеносферы сопровождается высоким тепловым потоком, определяющим формирование конвективных гидротермальных систем, в пределах которых проходит взаимодействие вода-порода и перераспределение вещества в магматическом и осадочном слоях земной коры с выносом части выщелоченных элементов в бассейны осадконакопления, т.е. проявляется гидротермальный литогенез. Такая геологическая обстановка, характерная, например, для зон спрединга, показана на рис. 3.33.

В то же время, в другом типе ОБ, образование и развитие которых не связано с подъемом астеносферы, также могут происходить гидротермальные изменения пород. Известно, что при региональном погружении осадочных отложений нередко возникают условия, когда они оказываются на больших глубинах и при нормальном термическом градиенте разогреваются. Повышенная температура и наличие седиментационной воды обеспечивают гидротермальную активность, формирующую вертикальную минеральную зональность на значительных площадях. В случае, когда кроме застойных поровых вод в этом процессе участвуют трещинные и пластовые подвижные воды, могут возникать элементы конвективных систем. Они частично вовлекают в этот процесс поровые воды. Это происходит при вскрытии поровых пространств вновь возникающей трещиноватостью в погружающейся осадочной толще, делая систему открытой. Эти гидротермальные преобразования могут проходить на большой глубине преимущественно в осадочном чехле при температуре, не превышающей примерно 200°С, с бедным набором вторичных минералов.

Если эти гидротермальные преобразования пород также отнести к гидротермальному литогенезу, тогда последний будет состоять из двух разновидностей, характеризующих два принципиально различающихся по генезису типа ОБ. Однако включение в гидротермальный литогенез гидротермальных процессов, проходящих в ОБ, не связанных с подъемом астеносферы и, соответственно, с формированием высокого теплового потока и, как правило, активным вулканизмом, на сегодняшний день проблематично, тем более, что региональные гидротермальные процессы отнесены в настоящее время к конечной составляющей стадиально-катагенетических изменений пород.

3.5. Эволюция системы вода-порода и *PT*-условий при литогенезе и её гидродинамический, геотермический и тектонический эффекты

3.5.1. Введение

Связь между преобразованием пород в ходе литогенеза, изменением *PT*- условий среды и процессами тепломассопереноса (главным образом, флюидного) составляет частное отражение общей совокупности процессов, которые идут в земных оболочках и обеспечивают взаимодействие между ними. Выяснение обратных связей между конкретными процессами – одна из задач современной геологии на пути к синтезу накопленных знаний в виде общей теории. О необходимости такого синтеза говорил еще в 30-е годы В.И.Вернадский, указавший на функциональное единство всех геосфер и взаимную обусловленность разнородных геологических процессов. В своем учении о геосферах В.И.Вернадский [1960] на качественном уровне показал внутреннюю согласованность универсальной системы "вода - твердое вещество - газ - живое вещество". Каждый из компонентов этой системы взаимодействует со всеми остальными, причем гидросфера (компонент "вода") представляет собой особую, вездесущую оболочку, которая пронизывает земную кору и является главным агентом преобразований ее вещества.

Вода является не только самым активным и вездесущим, но и универсальным агентом литосферы, посредством которого осуществляется взаимосвязь самых разнообразных геологических процессов и взаимодей-

http://jurassic.ru/

ствие между оболочками Земли. Такие процессы, называемые в неравновесной термодинамике сопряженными [Пригожин, 1960; де Гроот, Мазур, 1964], могут проявляться одновременно в трансформации и переносе вещества и тепла, деформации и разрушении горных пород, вариациях геофизических полей.

Сопряженные процессы переноса вещества и тепла в земной коре изучались многими учеными путем численного решения системы уравнений, описывающих законы сохранения массы и энергии [Голубев, Шарапов, 1971; Пампура, 1977; Norton, Knight, 1977; Norton, 1978; Лялько, 1985; Bickle, McKenzie, 1987 и др.]. Этот подход нашел особенно широкое применение при изучении процессов гидротермального и метаморфогенного минералообразования в условиях конвекции флюидов, обусловленной действием консервативных внешних сил. В работе [Garven, Freeze, 1984] решаемая система уравнений дополнена записями закона действующих масс для равновесных реакций минералообразования, и полученная численная модель применена для изучения генезиса стратиформных рудопроявлений. Теоретические модели, использованные в указанных работах, объединяет то, что движение флюида в них не связывается с действием внутренних сил в системе "флюид-порода", в качестве которых могут выступать химические превращения и термические деформации флюида и минерального матрикса. Они рассматривают массопоток как результат действия той или иной консервативной внешней силы: фильтрации или диффузии в поле силы тяжести, термоконвекции и т.п.

Однако в ходе химических реакций фазовый состав системы меняется, а значит деформируется и ее объем. При изменении температуры среды наряду с хемогенными деформациями возникают также и термогенные. Каков механический (гидродинамический) эффект таких деформаций? Могут ли они составить конкуренцию внешним силам по воздействию на поток вещества? Чтобы ответить на эти вопросы, нужно дать количественную оценку связи между гидродинамическим возмущением в системе "флюид-порода" и объемными эффектами химических реакций и термических деформаций. Единая функциональная зависимость, объединяющая эти процессы, может быть выражена с помощью дифференциального уравнения.

Связь между изменением степени сжатия флюида в пустотном пространстве пород, вариациями объема этого пространства и количеством содержащегося в нем флюида исследовали многие [Боревский и др., 1984; Вартанян 1977; Гинсбург и др., 1971; Гуревич, 1985; Кононов, Ильин, 1971; Теркот, Шуберт, 1985 и др.]. Было установлено, в частности, что деформации флюидоносных пород при изменении их температуры или в результате неизохорических гетерофазных химических реакций могут вызывать значительное (на несколько порядков) изменение проницаемости пород, сопровождаться явлениями гидроразрыва и служить мощным механизмом гидродинамического возмущения (вариаций давления) в системе "флюид-порода". В работе [Гинсбург и др., 1971] важные фрагменты требуемой зависимости были выведены и использованы для оценки величины снижения флюидного давления, обусловленного охлаждением земной коры в криолитозоне и отрицательным объемным эффектом реакции образования газовых гидратов. Эта оценка весьма убедительно, на наш взгляд, указывает на важнейший фактор формирования низких пластовых давлений в подмерзлотных породах криолитозоны – охлаждение земной коры.

В перечисленных работах ставилась и решалась (на количественном или концептуальном уровне) лишь та или иная часть более общей задачи математического описания обратных связей между химическими, термическими, транспортными и механическими процессами в неравновесной системе вода-порода. Такое более общее описание, основанное на законе сохранения массы, приводится ниже [Yakovlev, 1993, 1995; Яковлев, 1998$_2$].

3.5.2. Оценка интенсивности гидродинамического возмущения в результате химических и термических деформаций

Уравнение непрерывности системы вода–порода имеет вид:

$$\beta\frac{\partial P}{\partial t}+\frac{1}{\rho^w}\mathrm{div}\rho^w\mathbf{v}=\frac{\partial\varepsilon}{\partial t}+\alpha\frac{\partial T}{\partial t}, \qquad (1)$$

где

$$\frac{\partial\varepsilon}{\partial t}=\sum_s\frac{w^s}{\rho^s}+\frac{w^w}{\rho^w} \qquad (2)$$

есть относительный объемный эффект всех химических реакций в единицу времени. В уравнении (1) α – коэффициент объемного расширения породы:

$$\alpha=\kappa\alpha^w+\sum\varepsilon^s\alpha^s=\kappa\alpha^w+(1-\kappa)\alpha^M, \qquad (3)$$

где α^M – коэффициент теплового расширения матрикса:

$$\alpha^M=(1-\kappa)^{-1}\sum\varepsilon^s\alpha^s; \qquad (4)$$

β – коэффициент сжимаемости породы, называемый также "коэффициентом упругоемкости" [Максимов, 1979], определяемый как

$$\beta=\kappa\beta^w+\sum\varepsilon^s\beta^s=\kappa\beta^w+(1-\kappa)\beta^M, \qquad (5)$$

где β^M - коэффициент сжимаемости матрикса:

$$\beta^M=(1-\kappa)^{-1}\sum\varepsilon^s\beta^s. \qquad (6)$$

http://jurassic.ru/

Уравнение (1) описывает совокупность обратных связей между сопряженными процессами. Его левая часть характеризует гидродинамическое возмущение в системе. Скорость v, согласно закону Дарси, пропорциональна градиенту давления P: $v = -k_ф \nabla P$ ($k_ф$ – коэффициент фильтрации) [Гавич, 1982]. Из (1) видно, что мерой гидродинамического возмущения служат вариации давления флюида во времени (временная производная P в первом члене) и пространстве (учитывая лапласиан ∇P во втором члене). Правая часть описывает процессы объемных деформаций, вызывающих гидродинамическую реакцию системы. Объемные деформации включают: а) изменение соотношения фазовых объемов в результате химических реакций между фазами, то есть химические объемные деформации, и б) объемные деформации фаз системы вследствие их нагрева или охлаждения – термические деформации. Мерами объемных деформаций являются, соответственно, а) "химический относительный объемный эффект" в единицу времени (первый член) и б) "термический относительный объемный эффект" в единицу времени (второй член).

Воспользуемся уравнением непрерывности (1) для оценки интенсивности гидродинамического возмущения в системе вода-порода в результате химических и термических объемных деформаций. Рассмотрим предельный случай – закрытую систему,

$$v = 0, \qquad (7)$$

ограниченную таким образом, что ее объем V не может меняться:

$$dV = 0, \qquad (8)$$

– то есть не зависит от возможных вариаций составляющих его объемов жидкости V^w и твердого матрикса V^s, которые обязаны в этом случае быть противоположно направленными: $dV^w > 0$, $dV^s < 0$ или $dV^w < 0$, $dV^s > 0$.

Переходя в уравнении (1) к конечным разностям, с учетом условия (7), получаем приближенное выражение для количественной оценки гидродинамического возмущения в закрытой системе:

$$\beta \Delta P = \Delta\varepsilon + \alpha \Delta T, \qquad (9)$$

где символ Δ означает оценочное приращение переменной состояния за время протекания процесса Δt; $\Delta\varepsilon$ – суммарный относительный объемный эффект химических реакций:

$$\Delta\varepsilon = \Delta\varepsilon_s + \Delta\varepsilon_w. \qquad (10)$$

Изменение давления ΔP будем называть "пьезоэффектом" процессов объемных деформаций. Очевидно, что в общем случае (в открытых системах) пьезоэффект является составной частью суммарного гидродинамического эффекта, включающего также и адвективную составляющую, согласно уравнению (1).

Для оценки α и β по формулам (3) и (5) воспользуемся характерными значениями соответствующих параметров воды и скелета разных типов пород (табл. 3.12) и получаем:

Таблица 3.12.

Оценка характерных значений коэффициента объемного расширения и коэффициента упругоемкости важнейших типов горных пород

Параметр, единицы измерения	Фаза	Символ	Типы пород	
			Магматические, метаморфические	Осадочные (песчаники, известняки)
объемная доля	водная	к	0,01 ÷ 0,04 [1]	0,05 ÷ 0,15 [1]
	матрикс	1 – к	0,96 ÷ 0,99 [1]	0,85 ÷ 0,95 [1]
коэффициент объемного расширения, K^{-1}	водная	$б^w$	$1{,}8 \times 10^{-4}$ [2]	$1{,}8 \times 10^{-4}$ [2]
	матрикс	$б^M$	3×10^{-5} [3]	3×10^{-5} [3]
коэффициент объемного расширения породы, K^{-1} (3)	–		$(3{,}2 \div 3{,}7) \times 10^{-5}$	$(3{,}5 \div 4{,}5) \times 10^{-5}$
Оценочный диапазон значений б : $n \times 10^{-5}$ K^{-1}				
коэффициент изотермической сжимаемости, $бар^{-1}$	водная	$в^w$	$(2{,}7 \div 5) \times 10^{-5}$ [1,4]	$(2{,}7 \div 5) \times 10^{-5}$ [1,4]
	матрикс	$в^M$	$(1 \div 5) \times 10^{-6}$ [5]	$(1 \div 5) \times 10^{-6}$ [4]
коэффициент упругоемкости породы, $бар^{-1}$ (5)	–	в	$(1{,}3 \div 7) \times 10^{-6}$	$(2{,}3 \div 9{,}4) \times 10^{-6}$
Оценочный диапазон значений в : $10^{-5} \div 10^{-5}$ $бар^{-1}$				

Ссылки на первоисточники: [1] – [Максимов и др., 1979], [2] – [Кухлинг, 1982], [3] – [Теркот, Шуберт, 1985], [4] – [Гудок, 1970], [5] – [Кобранова, 1962].

http://jurassic.ru/

$\alpha \sim n \times 10^{-5}\ K^{-1}$; (11)

$\beta \sim 10^{-6} - 10^{-5}$ бар$^{-1}$. (12)

Используя (11) и (12), переписываем (9) в виде:

$$\Delta P \sim (10^5 \div 10^6)\,\Delta\varepsilon + n\,(1 \div 10)\,\Delta T. \quad (13)$$

Из соотношения (13) видно следующее: а) при изотермическом изменении объема реагирующих фаз ($\Delta T = 0$) относительному объемному эффекту химических реакций порядка $\Delta\varepsilon \sim 10^{-3}$ (или 0,1 % об.) соответствует изменение давления $\Delta P \sim 100 \div 1000$ бар; б) при изохимическом изменении объема системы ($\Delta\varepsilon = 0$) изменению температуры на несколько десятков градусов ($\Delta T \sim n \times 10$ °C) соответствует изменение давления того же порядка величины:

$$\Delta P \sim n \times (1 \div 10) \times n \times 10 \sim n^2 \times (10 \div 10^2) \sim 100 \div 1000 \text{ бар}.$$

Во втором случае минимальная оценка ΔP совпадает с выполненными ранее оценками приращения давления при термическом расширении пород [Хитаров, 1958; Кононов, 1965; Теркот, Шуберт, 1985 и др.]. В отличие от этих авторов, нами учтены характерные диапазоны пористости водоносных пород.

В обоих случаях вариации давления – "пьезоэффект" ΔP – имеют порядок 100-1000 бар, что совпадает с диапазоном типичных значений тектонических напряжений, действующих в континентальной коре [Теркот, Шуберт, 1985]. Вместе с тем, этот диапазон перекрывает верхний предел прочности пород на разрыв, который для главных типов пород не превышает 200-300 бар [Atkinson, Meredith, 1987]. Кроме того, при указанных приращениях давления на концах трещин и на контактах зерен матрикса легко могут развиваться напряжения, превышающие предел прочности породы при всестороннем сжатии и даже прочность межатомных связей [Atkinson, Meredith, 1987, Файф и др. 1981 и др.].

Таким образом, использованные в наших вычислениях значения химического объемного эффекта и изменения температуры могут рассматриваться как критические, поскольку они соответствуют условиям критических деформаций водонасыщенных пород, при которых их матрикс должен разрушаться. Будем обозначать критические значения химического объемного эффекта и изменения температуры, соответственно, как

$$\Delta\varepsilon_{крит.} \sim 10^{-3} \text{ и } \Delta T_{крит.} \sim n \times 10\ °C. \quad (14)$$

Разрушение матрикса может иметь различный характер, в зависимости от знака и скорости вариаций давления, механических свойств пород (вязкости, прочности и др.) и степени гидродинамической "раскрытости" системы, специально рассматриваемой ниже.

3.5.3. Факторы и виды нарушений сплошности породного матрикса

Направленность изменения давления (знак пьезоэффекта $\pm\Delta P$) является основным фактором, определяющим характер нарушений сплошности матрикса флюидоносной породы (рис. 3.41).

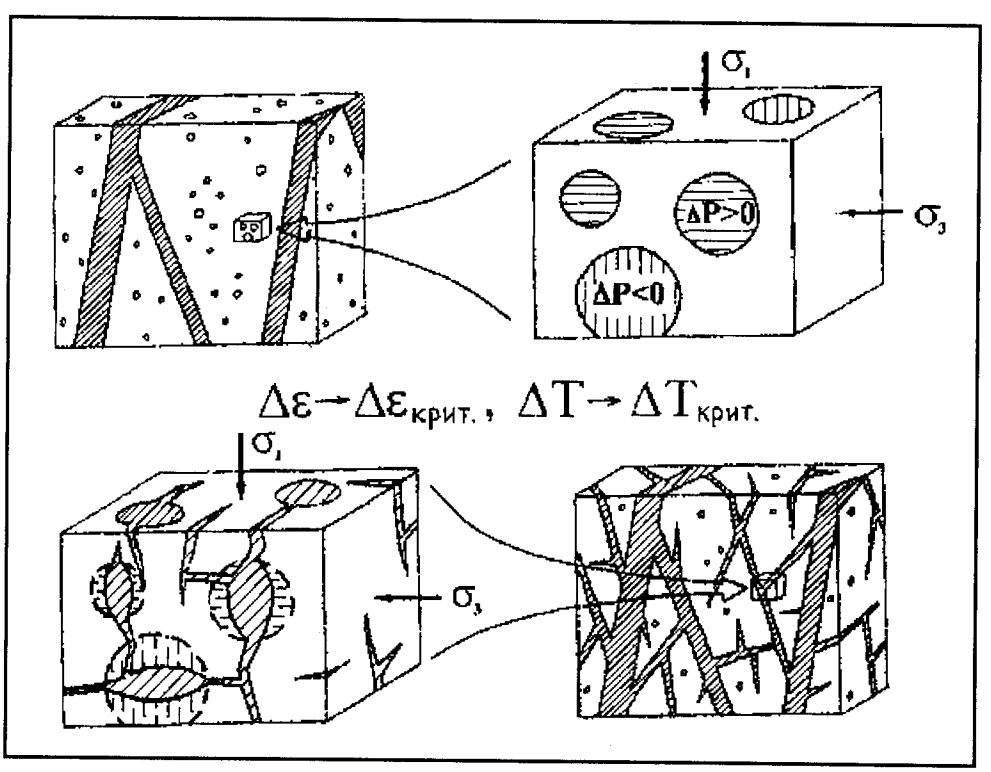


Рис. 3.41. Принципиальная схема хемогенной и термической дезинтеграции водоносных пород

http://jurassic.ru/

При $\Delta P > 0$ происходит гидроразрыв породы в плоскости, перпендикулярной направлению наименьшего главного напряжения сжатия [Боревский и др., 1984, Ярдли, 1989 и др.]. При отсутствии латеральных девиаторных (тектонических) напряжений гидроразрыв проявляется в образовании субвертикальных трещин, что приводит к открытию системы, возбуждению в ней флюидных токов. При латеральных сжимающих напряжениях, превышающих литостатическую нагрузку, имеет место рассланцевание пород в сублатеральном направлении – "гидрогенное разуплотнение" запечатанных сверху комплексов, как это описано, например, в Печенгской мульде [Боревский и др., 1984, Боревский, Кременецкий, 1985]. Явления гидроразрыва происходят независимо от вязких и прочностных свойств пород (их "компетентности" [Ярдли, 1989 и др.]), как в кристаллических массивах и прослоях, так и в слаболитифицированных, пластичных осадочных комплексах.

При $\Delta P < 0$ в закрытой системе должен формироваться вакуум в изолированных порах. Нижний предел, до которого может снизиться поровое давление в результате вакуумирования, зависит от прочности и вязкости породы. В изолированной поре прочной скальной породы, по-видимому, может быть достигнут сравнительно "высокий" физический вакуум ($P << 1$ бар) – аналогично тому, как это происходит в лабораторных установках с вакуумным насосом сорбционного типа. В смежных порах давление может изменяться с различной скоростью и даже с различным знаком в силу неоднородности физико-химических превращений в гетерогенном породном матриксе. Такая ситуация может сложиться, например, при близком соседстве двух минералов, участвующих в двух независимых реакциях гидратации, причем один из них – в качестве исходного реагента, а другой – в качестве продукта реакции (минерала-гидрата). При этом между смежными порами, разделенными тонкой перегородкой, может возникнуть градиент флюидного давления, достаточный для гидравлического разрыва перегородки. Подобного рода микроскопические трещины гидроразрыва были обнаружены в образцах керна, извлеченных из Кольской сверхглубокой скважины, из интервала гидрогенного разуплотнения, которое проявилось во всем Печенгском синклинории [Боревский и др., 1984]. При массовых проявлениях локального гидроразрыва, вызванного вакуумированием порового пространства, проницаемость кристаллического массива возрастает, и система, изначально замкнутая, стремится к раскрытию – аналогично тому, как это происходит при положительном пьезоэффекте.

В неустойчивых (некомпетентных) породах, таких как глины, эвапориты и др., отрицательный пьезоэффект ($\Delta P < 0$) не может привести к созданию высокого вакуума, так как матрикс легко теряет устойчивость при сравнительно небольшом снижении порового давления (и, соответственно, приращении эффективной нагрузки на матрикс). Потеря устойчивости некомпетентной породы проявляется в разрушении частиц матрикса вблизи их контактов, прежде всего наиболее слабых, по механизму неравномерного всестороннего сжатия (при главных напряжениях $\sigma_1 > \sigma_2 \approx \sigma_3$). При этом происходит переупаковка матрикса. После единичного акта разрушения ограниченного объема породы та доля литостатической нагрузки, которую ранее воспринимала разрушенная часть матрикса, передается поровому флюиду, и поровое давление локально возрастает. В результате этого возрастание порового давления в этом объеме может превысить по абсолютной величине предшествовавшее ему снижение давления, вплоть до передачи флюиду всей нагрузки, воспринимаемой породой. В соседних зонах порового пространства в силу неоднородности среды этот процесс может идти быстрее или медленнее, приводя к образованию микротрещин гидроразрыва, подобных рассмотренным выше. В конечном счете сплошность породы еще больше нарушается, а давление флюида нарастает.

Таким образом, независимо от знака пьезоэффекта ΔP, закрытая система стремится стать открытой в результате различных нарушений ее сплошности. Поэтому оценочные критические значения химического объемного эффекта и изменения температуры, указанные в соотношениях (14), могут рассматриваться вне зависимости от их знака (по абсолютной величине):

$$\Delta\varepsilon_{крит.} \sim \pm 10^{-3} \text{ и } \Delta T_{крит.} \sim \pm n \times 10 \text{ °C}. \qquad (15)$$

Система может оставаться закрытой лишь при субвертикальной ориентировке оси наименьшего главного напряжения. В этом случае образуются трещины сублатерального простирания, а проницаемость пород (и, соответственно, подвижность флюида) в вертикальном направлении остаются неизменными. Во всех остальных случаях могут образовываться субвертикальные трещины гидроразрыва, по которым в компетентных породах возбуждается конвекция флюида – восходящая или нисходящая в зависимости от знака ΔP.

Способность пород к хрупкому разрушению зависит, как известно, от их минерального состава, влагонасыщенности, состава флюида, P-T условий, скорости изменения напряжений (изменения ΔP) и т.д. От этих факторов, особенно последнего, зависит, будет ли развиваться трещинообразование (быстрый процесс) или, напротив, будут преобладать вязкие деформации с пластическим или хрупко-пластическим течением пород (медленный процесс) [Файф и др. 1981], когда не возникают магистральные каналы, делающие систему открытой. Действие перечисленных факторов замедляет или ускоряет общий процесс открытия исходно закрытой системы, но не может полностью ему воспрепятствовать. Таким образом, *химические превращения и температурные изменения в изначально закрытой системе вода-порода в целом направлены на открытие*

http://jurassic.ru/

системы за счет прогрессирующих нарушений ее сплошности.

В открытой системе ($v \neq 0$) гидродинамическое возмущение, описываемое уравнением (1), носит более сложный характер. С одной стороны, вариации порового давления, обусловленные объемными деформациями, приводят к возбуждению флюидной адвекции в том или ином направлении, зависящем от знака преобладающего объемного эффекта. При положительном объемном эффекте возникает преимущественно восходящий поток флюидов, описанный многими исследователями [Файф и др. 1981, Боревский, Кременецкий, 1985 и др.]. При отрицательном объемном эффекте может сформироваться нисходящий поток флюидов. Примером последнего служит нисходящая "метаморфогенная инфильтрация" элизионных вод в гидратируемое меланократовое основание осадочного бассейна [Яковлев, 1992, 1998$_2$]. Вместе с тем, слабопроницаемые блоки породы, заключенные между проводящими трещинами в открытой системе, изначально обладают свойствами закрытой системы и в них, благодаря локальным объемным деформациям, создается гидродинамическое возмущение по одной из рассмотренных выше схем. Это приводит, как показано выше, к увеличению проницаемости исходно "монолитных" блоков (слоев) пород и усилению флюидной адвекции.

Интенсивное разуплотнение разных типов водонасыщенных пород с одновременным увеличением на несколько порядков их проницаемости было установлено экспериментально при их нагревании [Зарайский, Балашов, 1978]. Авторы объясняют эти эффекты анизотропным термическим расширением матрикса и действием воды как поверхностно активного вещества при образовании трещин разуплотнения. Они не рассматривали признаки гидрогенного разуплотнения в исследуемых образцах. Вместе с тем, приведенные в цитированной работе данные (повышение проницаемости во влагонасыщенных породах на 3-5 порядков, а в сухих – на 1-2 порядка) позволяют предположить, что большей частью разуплотнение пород было связано именно с образованием микротрещин гидроразрыва.

Из изложенного видно, что в открытой водоносной системе (толще или прослое трещиноватых пород) исходно "монолитные" блоки породы, заключенные между проводящими каналами, проявляют свойства закрытой системы до тех пор, пока не произойдет нарушение их сплошности. Другими словами, макроскопически открытая система, если ее рассматривать на все более элементарных уровнях, локально проявляет свойства закрытой системы. Любая же закрытая система стремится стать открытой. Таким образом, система вода-порода совмещает в себе свойства открытой и закрытой систем. Этот вывод особенно важен при исследовании гидродинамики глубоких зон земной коры, в которых протекают метаморфические преобразования.

3.5.4. Масштабы и характер взаимного влияния гидродинамических, химических и термических процессов в земной коре

Выше было показано, что при вещественных превращениях и температурных изменениях в системе вода-порода развиваются объемные деформации, которые вызывают сильное гидродинамическое возмущение. В исходно "монолитных", слабопроницаемых породах пьзоэффект ΔP, характеризующий это возмущение, быстро достигает критической величины порядка $\Delta P_{крит.} \sim \pm 100 \div 1000$ бар, при которой порода теряет сплошность в результате образования трещин гидроразрыва или разрушения минеральных зерен вблизи контактов между ними. Первоначально закрытая система раскрывается, и в ней возбуждаются адвективные токи водного флюида. Соответствующее этим условиям критическое значение объемного эффекта реакций минералообразования имеет порядок $\Delta\varepsilon_{крит.} \sim \pm 10^{-3}$ (т.е., 0,1 об. %) а критическое изменение температуры $\Delta T_{крит.} \sim \pm n \times 10$ °С. Если порода была исходно достаточно хорошо проницаемой, то гидродинамическое возмущение проявляется в усилении флюидной адвекции по уже существующим каналам. Попытаемся в первом приближении оценить масштабы и геологическое значение этих эффектов в различных обстановках.

3.5.4.1. Хемогенные объемные деформации

Воздействие хемогенных объемных деформаций на подземную гидродинамику может быть количественно оценено на примере типовых химических реакций в системе вода-порода. Для такого анализа можно воспользоваться ограниченным числом реакций, протекающих в реальных условиях земной коры. Применительно к процессам метаморфизма петрологическими исследованиями было показано, что смена минеральных ассоциаций по мере перехода от одних фаций к другим может быть выражена относительно простыми химическими уравнениями [Bowen, 1940; Тернер, Ферхуген, 1961]. Это дает возможность путем вычисления тех или иных физических эффектов отдельных реакций подойти к оценке совокупного эффекта процесса вещественных преобразований. Такой подход трудно, однако, применить к исследованию физических эффектов в слаболитифицированных водно-породных системах, содержащих глинистые минералы. Процессы литогенеза, идущие в осадочном чехле, характеризуются реакциями структурно-вещественных перестроек в породном матриксе, которые имеют сложную стехиометрию, зависящую от литолого-фациальных особенностей конкретного геологического разреза [Дриц, Коссовская, 1990, 1991 и др.]. Так, одним из главных рубежей катагенеза (эпигенеза) терригенных осадков является переход глинистых минералов группы смектитов в гидро-

http://jurassic.ru/

слюду (иллит) [Burst, 1959; Коссовская, 1960; Powers, 1967; Копелиович, 1969; Дриц, Копорулин, 1973; Холодов, 1983 и др.]:

смектит → иллит + nH_2O.

Количественное исследование таких процессов, требующее рассмотрения всех конечных членов изоморфных рядов реагирующих минеральных фаз со сложной стехиометрией, выходит за рамки задачи предварительных оценок физических эффектов. Здесь мы ограничимся рассмотрением реакций с простой стехиометрией, которые отражают взаимодействие важнейших типов пород с водой (табл. 3.13):

1) $Ab + H_2O = Anc + Q$ [Файф и др., 1981],
2) $An + 2Q + 4H_2O = Lmt$ [Файф и др., 1981],
3) $Lmt = Wa + 2H_2O$ [Файф и др., 1981; Маракушев, 1973],
4) $Lmt = Lst + 2Q + 2H_2O$ [Маракушев, 1973],
5) $An + Q + 8H_2O + 5(Mg^{++})_{раств.} = Chl + Ca^{++} + 8(H^+)_{раств.}$ [Yakovlev, 1996],
6) $5En + 4An + 5H_2O = 2Zo + Chl + 4Q$ [Файф и др., 1962],
7) $3For + Q + 4H_2O = 2Srp$ [Зверев, Поляк, 1970],
8) $5For + 4H_2O = 2Srp + 4Per + Q$ [Зверев, Поляк, 1970],
9) $6For + T + 9H_2O = 5Srp$ [Зверев, Поляк, 1970].

Эти реакции отвечают натурным наблюдениям, причем реакции 1,2,5 и 6 согласуются с результатами лабораторного и компьютерного моделирования взаимодействия вода-порода при низких и повышенных температурах и давлениях, выполненного как для базальтов [Seyfried et al., 1978; Гричук и др., 1986; Силантьев и др., 1992 и др.], так и для гранитоидов [Charles et al., 1981; Charles, Bayhurst, 1982; Savage et al., 1989].

Реакции 1-5 характеризуют низко- и среднетемпературные изменения (метаморфизм, гидротермальный процесс, эпигенез и др.) магматических пород основного и кислого состава и их метаморфических аналогов высоких ступеней – гнейсов, гранулитов, кристаллических сланцев. Реакция 6 отвечает зеленокаменному метаморфизму базитов (меланократовых пород) в *PT*-условиях от цеолитовой фации до фации зеленых сланцев. Для магматических базитов – базальтоидов этот процесс носит прогрессивный характер, а в отношении их метаморфических аналогов – пироксен-содержащих гнейсов, гранулитов он является регрессивным (диафторезом). Реакции 7-9 отображают серпентинизацию гипербазитов при нормальных *PT*-условиях. По мнению авторов работы [Зверев, Поляк, 1970], эти реакции протекают в широком диапазоне *PT*-условий. Указанные в табл. 3.13 температурные и баричесские границы метаморфических фаций заимствованы из работы [Файф и др., 1981]; в реальных обстановках земных недр они имеют "размытый" характер. В последней числовой колонке приведены объемные эффекты химических реакций, вычисленные по следующим формулам:

$$\Delta V = V_2 - V_1, \quad (16)$$

где ΔV – объемный эффект реакции по всем участвующим в ней фазам, см^3; V_1 – сумма эквивалентных объемов реагентов, см^3; V_2 – сумма эквивалентных объемов продуктов реакции, см^3. Эквивалентный объем $V_{j\,экв.}$ (см^3) реагирующего вещества (компонента) j равен

$$V_{j\,экв.} = V_j n_j, \quad (17)$$

где V_j – молекулярный объем компонента j, см^3/моль; n_j – стехиометрический коэффициент компонента j в данной реакции, моль. Объемный эффект реакции, посчитанный только по твердым фазам, ΔV^s равен (см^3):

$$\Delta V^s = V^s_2 - V^s_1, \quad (18)$$

где V^s_1 и V^s_2 – суммы эквивалентных объемов твердых реагентов и продуктов реакции, соответственно, см^3. Относительные объемные эффекты реакции в целом $\Delta\varepsilon$ и по твердым фазам $\Delta\varepsilon^s$ (в процентах) рассчитаны по формулам:

$$\Delta\varepsilon = 100\,\Delta V / V_1; \qquad \Delta\varepsilon^s = 100\,\Delta V^s / V^s_1. \quad (19)$$

Мольные объемы индивидуальных веществ, участвующих в реакциях 1- 6, были посчитаны с помощью программы SUPCRT92 [Johnson et al., 1992] для указанных во второй и третьей колонках граничных *PT*-условий метаморфических фаций. Мольные объемы водорастворенных ионов, участвующих в реакции 5, определены с учетом структуры водных растворов электролитов, теория которых была разработана О.Я. Самойловым [1957]. Согласно этой теории, ионы водорода не занимают сколько-нибудь заметного объема в структурированном растворе, поскольку они рассредоточены по отрицательным полюсам структурообразующих молекул воды. Поэтому можно безоговорочно пренебречь вкладом ионов H^+ в объемный эффект реакций. Объемный вклад ионов Ca^{++} и Mg^{++} зависит от их "чисел гидратации", однако они имеют почти одинаковые радиусы гидратации, около 4. Поэтому в расчет были введены их объемы, вычисленные по кристаллохимическим радиусам, которые, согласно Л. Полингу, равны 0,99 Å для Ca^{++} и 0,65 Å для Mg^{++} [Войткевич и др., 1977].

Объемные эффекты реакций в указанных *PT*-диапазонах изменяются, как правило, в пределах нескольких процентов, и приведенные их значения $\Delta\varepsilon$ и $\Delta\varepsilon^s$ можно считать константой реакции, не зависящей от P и T.

Значения плотности вычислены путем деления объема (фазы, совокупности фаз) на соответствующую массу.

Содержащиеся в таблице данные показывают следующее. Относительные объемные эффекты $\Delta\varepsilon$ химических реакций (последняя колонка) изменяются от нескольких до 24 % по абсолютной величине, превосходя на 1,5–2 порядка оцененное выше критическое значение $\Delta\varepsilon_{крит.} \sim \pm 0{,}1$ %, при котором мат-

http://jurassic.ru/

Таблица 3.13.

Типовые реакции гидратации-дегидратации пород и их объемные эффекты

№ реакции	P, кбар	T, °C	Реагирующие вещества и их физические параметры						Изменение плотности		Объемные эффекты	
			исходные вещества			продукты реакции						
1	1-4	50-200	$NaAlSi_3O_8$	H_2O		$NaAlSi_2O_6 \cdot H_2O$	SiO_2		ρ_1	2,38	V_1	118
	Ze фация		АЛЬБИТ (Ab)	ВОДА		АНАЛЬЦИМ (Anc)	КВАРЦ (Q)		ρ_2	2,34	V_2	120
	M_Σ = 280,2								ρ^s_1	2,61	V^s_1	100
	M_j		262,22	18,015		220,15	60,08		ρ^s_2	2,34	V^s_2	120
	V_j		100,3	17,5		97,1	22,7		$\delta\rho$	-1,7	$\Delta\varepsilon$	1,7
	ρ_j		2,614	1,031		2,267	2,647		$\delta\rho^s$	-10,5	$\Delta\varepsilon^s$	19,4
2	1-4	50-200	$CaAl_2Si_2O_8$	$2SiO_2$	$4H_2O$	$CaAl_2Si_4O_{12} \cdot 4H_2O$			ρ_1	2,18	V_1	216
	Ze фация		АНОРТИТ (An)	КВАРЦ (Q)	ВОДА	ЛОМОНТИТ (Lmt)			ρ_2	2,27	V_2	208
	M_Σ = 470,4								ρ^s_1	2,72	V^s_1	146
	M_j		278,21	60,08	18,015	470,43			ρ^s_2	2,27	V^s_2	208
	V_j		100,8	22,7	17,5	207,6			$\delta\rho$	4,1	$\Delta\varepsilon$	-4,0
	ρ_j		2,76	2,647	1,031	2,266			$\delta\rho^s$	-16,8	$\Delta\varepsilon^s$	42,0
3	2-5	200-300	$CaAl_2Si_4O_{12} \cdot 4H_2O$			$CaAl_2Si_4O_{12} \cdot 2H_2O$	$2H_2O$		ρ_1	2,27	V_1	208
	Pr-Pu фация		ЛОМОНТИТ (Lmt)			ВАЙРАКИТ (Wa)	ВОДА		ρ_2	2,10	V_2	224
	M_Σ = 470,4								ρ^s_1	2,27	V^s_1	208
	M_j		470,43			434,4	18,015		ρ^s_2	2,32	V^s_2	187
	V_j		207,6			186,9	18,6		$\delta\rho$	-7,4	$\Delta\varepsilon$	7,9
	ρ_j		2,266			2,324	0,97		$\delta\rho^s$	2,6	$\Delta\varepsilon^s$	-10,0
4	2-5	200-300	$CaAl_2Si_4O_{12} \cdot 4H_2O$			$CaAl_2Si_2O_8 \cdot 2H_2O$	$2SiO_2$	$2H_2O$	ρ_1	2,27	V_1	208
	Pr-Pu фация		ЛОМОНТИТ (Lmt)			ЛАВСОНИТ (Lst)	КВАРЦ (Q)	ВОДА	ρ_2	2,56	V_2	184
	M_Σ = 470,4								ρ^s_1	2,27	V^s_1	208
	M_j		470,43			314,24	60,08	18,015	ρ^s_2	2,96	V^s_2	147
	V_j		207,6			101,3	22,8	18,6	$\delta\rho$	12,8	$\Delta\varepsilon$	-1,3
	ρ_j		2,266			3,102	2,635	0,97	$\delta\rho^s$	30,5	$\Delta\varepsilon^s$	-29,2

http://jurassic.ru/

Таблица 3.13. (продолжение)

№ реакции	P, кбар	T, °C	Реагирующие вещества и их физические параметры							Изменение плотности		Объемные эффекты	
			исходные вещества				продукты реакции						
5	0,1-5	100-450	$CaAl_2Si_2O_8$	SiO_2	$(8H_2O + 5Mg^{++})$		$Mg_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8$	$(Ca^{++} + 8H^+)$		ρ_1	2,19	V_1	276
	гидротермальный процесс		АНОРТИТ(An)	КВАРЦ (Q)	ВОДНЫЙ РАСТВОР		ХЛОРИТ (Chl)	ВОДНЫЙ РАСТВОР		ρ_2	2,88	V_2	210
	M_Σ= 1385,5									ρ^s_1	2,74	V^s_1	124
	M_j		278,21	60,08	18,015	24,31	555,79	40,8	1	ρ^s_2	2,68	V^s_2	207
	V_j		100,8	22,7	18,6	0,69	207,11	2,45	~0	$\delta\rho$	0,32	$\Delta\varepsilon$	-24,0
	ρ_j		2,76	2,647	0,97	35,2	2,684	16,65	~0	$\delta\rho^s$	-0,02	$\Delta\varepsilon^s$	67,7
6	1-7	50-400	$5MgSiO_3$	$4CaAl_2Si_2O_8$	$5H_2O$		$2Ca_2Al_3Si_3O_{12}(OH)$	$Mg_5Al_2Si_3O_{10}(OH)_8$	$4SiO_2$	ρ_1	2,63	V_1	647
	фации с Ze по GS		ЭНСТАТИТ (En)	АНОРТИТ (An)	ВОДА		ЦОИЗИТ (Zo)	ХЛОРИТ (Chl)	КВАРЦ (Q)	ρ_2	2,99	V_2	570
	M_Σ= 1704,8									ρ^s_1	2,89	V^s_1	560
	M_j		100,39	278,21	18,015		454,35	555,79	60,08	ρ^s_2	2,99	V^s_2	570
	V_j		31,3	100,8	17,5		135,9	207,1	22,7	$\delta\rho$	13,6	$\Delta\varepsilon$	-12,0
	ρ_j		3,207	2,76	1,029		3,343	2,684	2,647	$\delta\rho^s$	3,7	$\Delta\varepsilon^s$	1,8
7	1	25	$3Mg_2SiO_4$	SiO_2	$4H_2O$		$2Mg_3Si_2O_5(OH)_4$			ρ_1	2,45	V_1	226
	серпентинизация		ФОРСТЕРИТ (For)	КВАРЦ (Q)	ВОДА		СЕРПЕНТИН (Spt)			ρ_2	2,60	V_2	213
	M_Σ= 554,2									ρ^s_1	3,13	V^s_1	154
	M_j		140,69	60,08	18,02		277,11			ρ^s_2	2,60	V^s_2	213
	V_j		43,786	22,688	18,069		106,6			$\delta\rho$	6,2	$\Delta\varepsilon$	-5,8
	ρ_j		3,213	2,648	0,997		2,6			$\delta\rho^s$	-16,9	$\Delta\varepsilon^s$	38,4
8	1	25	$5Mg_2SiO_4$	$4H_2O$			$2Mg_3Si_2O_5(OH)_4$	$4MgO$	SiO_2	ρ_1	2,66	V_1	291
	серпентинизация		ФОРСТЕРИТ (For)	ВОДА			СЕРПЕНТИН (Spt)	ПЕРИКЛАЗ (Per)	КВАРЦ (Q)	ρ_2	2,76	V_2	281
	M_Σ= 775,5									ρ^s_1	3,21	V^s_1	219
	M_j		140,69	18,02			277,11	40,3	60,08	ρ^s_2	2,76	V^s_2	281
	V_j		43,786	18,069			106,6	11,248	22,688	$\delta\rho$	3,7	$\Delta\varepsilon$	-3,5
	ρ_j		3,213	0,997			2,6	3,583	2,648	$\delta\rho^s$	-14,1	$\Delta\varepsilon^s$	28,3

http://jurassic.ru/

Таблица 3.13. (окончание)

№ реакции	P, кбар	T, °C	Реагирующие вещества и их физические параметры						Изменение плотности		Объемные эффекты	
			исходные вещества			продукты реакции						
9	1	25	$6Mg_2SiO_4$	$Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$	$9H_2O$	$5Mg_3Si_2O_5(OH)_4$			ρ_1	2,47	V_1	562
	серпентинизация		ФОРСТЕРИТ (For)	ТАЛЬК (T)	ВОДА	СЕРПЕНТИН (Spt)			ρ_2	2,60	V_2	533
	M_Σ= 1385,5								ρ^s_1	3,07	V^s_1	399
	M_j		140,69	379,26	18,02	277,11			ρ^s_2	2,60	V^s_2	533
	V_j		43,786	136,25	18,069	106,6			$\delta\rho$	5,4	$\Delta\varepsilon$	-5,1
	ρ_j		3,213	2,784	0,997	2,6			$\delta\rho^s$	-15,2	$\Delta\varepsilon^s$	33,6

Метаморфические фации: Ze – цеолитовая, Pr-Pu – пренит-пумпеллиитовая, GS – зеленосланцевая. Физические параметры: M_Σ – суммарная масса веществ, вступающих в реакцию, г; для вещества j: M_j – мольная масса, г/моль, V_j – мольный объем, см^3/моль, ρ_j – плотность, г/см^3; ρ_1 и ρ_2 – плотность системы в исходном и конечном состояниях, г/см^3; ρ_1s и ρ_2s – то же, без учета воды; V_1 и V_2 – объем системы в исходном и конечном состояниях, см^3; V_1 и V_2 – то же, без учета воды. Физические эффекты реакции: $\delta\rho = (\rho_2 - \rho_1)/\rho_1$ – относительное приращение плотности системы, %; $\delta\rho s = (\delta\rho s - \rho_1 s)/\rho_1 s$ – то же, для твердого матрикса; $\Delta\varepsilon = (V_2 - V_1)/V_1$ – относительный объемный эффект для системы в целом, %; $\delta\varepsilon s = (V_2\,s - V_1\,s)/V_1\,s$ – то же, для твердого матрикса.

http://jurassic.ru/

рикс теряет устойчивость. Приведенные реакции описывают преобразование первичных породообразующих минералов – плагиоклазов, пироксенов, оливина, которые занимают значительную часть объема исходной породы; например, первые два составляют около 3/4 объема базитов [Файф и др., 1981 и др.]. Следовательно, объемная деформация достигает в закрытой системе критической величины $\Delta\varepsilon_{крит.}$ очень быстро, когда примерно 1/100 часть объема первичных минералов прореагирует с раствором. Иными словами, благоприятные условия для нарушения сплошности породы возникают в самом начале ее гидротермального преобразования, гидратации. Известно, что при полной хлоритизации базитов связывается от 4 до 10–13 мас. % свободной воды [Seyfried et al., 1978; Гричук и др., 1985; Курносов, 1986; Alt et al., 1986 и др.], т.е. от 10–15 до 30–40 об. %. Значит для достижения критических объемных деформаций в таких породах достаточно связывания объема воды, не превышающего нескольких десятых долей процента от объема системы.

Интегральный объемный эффект той или иной реакции $\Delta\varepsilon$ отличается от "твердофазного" эффекта $\Delta\varepsilon^s$ (вычисленного для твердых веществ) по абсолютной величине, а иногда и по знаку. Это различие определяет специфику гидродинамических проявлений той или иной реакции в водно-породных системах. Эти проявления сводятся к двум типам эффектов. Деформация объема матрикса породы ($\Delta\varepsilon^s$) определяет изменение ее пористости и, соответственно, проницаемости, не влияя на флюидное давление. Интегральный же объемный эффект ($\Delta\varepsilon$) регулирует флюидное давление, независимо от величины и знака твердофазного эффекта, т.е. изменения пористости. Такой, не вполне очевидный вывод важен для анализа *PT*-полей устойчивости и гидродинамических условий существования минеральных парагенезов, на чем мы специально остановимся ниже. Соотношение интегрального и твердофазного эффектов определяет результирующее влияние химических реакций на гидродинамику водно-породных систем. Это соотношение существенно зависит от химического состава пород.

Базиты. Некоторое количество связанной (кристаллизационной и конституционной) и свободной (поровой) воды, в общей сложности не более 1 мас. %, может содержаться в свежем базальте вследствие дифференциации исходного расплава [Файф и др., 1962; Yoder, Tilley, 1962] или за счет захвата метеорной (морской) воды в порах, занимающих до 2-3 об. % (при субаквальных вулканических излияниях). В метаморфических эквивалентах базальтоидов содержание воды также невелико – 0,35 % в гранулитах, 0,69 % в эпидотовых амфиболитах [Файф и др., 1962]. Благодаря этой воде, низкотемпературные преобразования базитов (идущие с образованием цеолитов, хлоритов, эпидотов и др.), едва начавшись, вызывают неравномерные объемные деформации, ведущие к дезинтеграции изначально "монолитной" породы. Неравномерность объемных деформаций видна из табл. 3.13, если сравнить знаки приведенных объемных эффектов $\Delta\varepsilon$ реакций, протекающих в одних и тех же термобарических (фациальных) условиях: реакции 1 и 2, 1 и 6, 3 и 4, 3 и 6.

Таким образом, при исходном наличии небольшого количества воды уже в самом начале вторичных преобразований порода становится проницаемой для новых порций воды, привлекаемой из внешних источников по мере расходования имеющегося ее ресурса. Косвенным доказательством этого является существование крупных массивов полностью измененных метабазитов в зеленокаменных поясах, например, на Урале и в Японском архипелаге [Добрецов и др., 1972]. Для образования этих пород, содержащих, как упоминалось, до ≈30 об. % кристаллизационной воды, была использована преимущественно вода, привлеченная со стороны, причем она проникла во весь объем породы. Об этом же свидетельствует изотопный состав кристаллизационной воды в метабазитах [Боревский и др., 1984, 1986; Покровский, 1985 и др.].

Если рассматривать совокупность химических реакций в каждой фациальной зоне или во всем объеме геологического тела, сложенного базитами (силла, толщи, второго слоя океанической коры и т.п.), то суммарный объемный эффект всех реакций, вместе взятых, должен определять результирующее гидродинамическое возмущение в выделенном объеме породы. Приведенные в табл. 3.13 реакции, конечно, не отражают всей полноты вторичных процессов минералообразования в базитах, но они иллюстрируют изменения главных породообразующих минералов и поэтому позволяют судить об общей направленности объемных деформаций с участием водной фазы флюида. Реакции 1 – 4, идущие с образованием цеолитов и характерные для цеолитовой и пренит-пумпеллиитовой фаций метаморфизма, сопровождаются сопоставимыми по абсолютной величине и противоположными по знаку объемными эффектами; эти эффекты существенно компенсируют друг друга. Кроме того, цеолиты обычно присутствуют в метабазитах в небольшом количестве; они встречаются в качестве цемента в интерстициях и в виде тонких оторочек на фенокристах плагиоклаза [Добрецов и др., 1972; Гептнер, Петрова, 1996; и др.]. По этим причинам суммарное влияние реакций 1 – 4 на результирующие объемные деформации в теле базитов оказывается незначительным. Наряду с этим, реакция 6 протекает с образованием главных вторичных водных минералов – хлорита и эпидота во всем диапазоне температур и давлений зеленокаменного метаморфизма базитов. Она имеет значи-

http://jurassic.ru/

тельный отрицательный эффект, $\Delta\varepsilon = -12$ %, который и определяет результирующее гидродинамическое возмущение – вакуумирование порового пространства в метабазитах. Последнее должно вызывать приток флюидов из внешних источников. Такими источниками могут быть осадочный чехол, сложенный водообильной молассой (во впадинах орогенных поясов, окраинных морей и рифтовых зон), толща морской воды и др. В таких условиях с началом гидрогенного растрескивания метаморфизуемых базитов во всем их объеме должен развиваться нисходящий поток флюидов, поступающих из расположенного выше источника.

В работе [Гинсбург и др., 1971] авторы, обсуждая аналогичный эффект вакуумирования, обусловленный образованием газогидратов в нефтяных коллекторах криолитозоны, также указывают на неизбежную релаксацию пониженного давления за счет "подтягивания" флюидов из смежных объемов земной коры. Вообще говоря, существование в литосфере флюидных потоков, приуроченных к системам открытых трещин и межзерновым пространствам горных пород на глубинах до нескольких десятков километров, предсказывалось В.И. Вернадским еще в 1933 году: "В земной коре, в толще почти на протяжении 25 км мощностью идут передвижения водных масс – интенсивно и беспрерывно – ... частью под влиянием молекулярного движения ее газовых молекул, регулируемого изменением температуры, частью под влиянием тяжести" [Вернадский, 1960, с.17]. Этот взгляд нашел поддержку у многих исследователей: П.В. Бриджмена, Х.С. Йодера, А.Е. Гуревича [1985], Дж.М. Ферри [1989] и др. Развивая этот тезис, можно говорить о глобальных предпосылках для существования вертикальных флюидных потоков в земной коре, в частности – нисходящей метаморфогенной инфильтрации воды в базальтовый слой земной коры [Яковлев, 1992, 1998_2].

Метаморфизующие флюиды седиментационного происхождения (в элизионных бассейнах) содержат обычно большое количество углекислоты [Холодов, 1983, 1995 и др.] и поэтому наряду с гидратацией базитов происходит их карбонатизация [Файф и др., 1962; Маракушев, 1973 и др.], что не учитывалось нашими оценками, приведенными в табл. 3.13. Однако реакции с участием углекислоты сопровождаются, в основном, отрицательным объемным эффектом, так как CO_2 переходит из "легкой" флюидной фазы в плотные кристаллические соединения – карбонаты. Поэтому карбонатизация базитов лишь усиливает эффект вакуумирования порового пространства, вызванный процессами гидратации.

Интересно отметить, что твердофазный эффект реакции (6) оказался невелик – менее +2 %, несмотря на значительный интегральный эффект. Это объясняется высокой плотностью вторичных минералов-гидратов – от 2,7 до 3,3 г/см^3. Следовательно, хлоритизация базитов сопровождается лишь небольшим "набуханием" гидратируемого матрикса. При открытой пористости порядка 1-2 % вторичные минералы (хлорит и эпидот) не смогут залечить флюидопроводящие каналы за все время преобразования мафической породы в зеленый сланец (если такому залечиванию не будет способствовать уплотнение изменяемой породы). Этим базиты кардинально отличаются от кислых и ультраосновных пород.

В породах *кислого состава* вторичные изменения в рассматриваемых баротермических условиях также сопровождаются образованием водных минералов – цеолитов (филлипсита, ломонтита, томсонита, гейландита и др.), слоистых силикатов (хлорита, смектита, каолинита, иллита, серицита и др.), эпидота, пренита, алунита и др. [Charles et al., 1981; Charles, Bayhurst, 1983; Пампура, 1985; Savage et al., 1989; Bove, Hon, 1990 и др.]. В то же время, минеральный состав вторичной ассоциации весьма чувствителен к химическому составу не только первичных минералов, но и породообразующего раствора. Реакция (2) отражает взаимодействие лейкократовой породы, почти лишенной Mg и Fe, с водным раствором, также не содержащим фемических компонентов; ее продуктом является Ca-цеолит. В реакции (5) флюид выступает в качестве донора Mg при гидратации той же лейкократовой породы, и вместо цеолита образуется магнезиальный филлосиликат – хлорит. Так же могут возникать и другие фемические минералы-гидраты в кислых породах.

Таким образом, и в кислых изверженных породах вторичные изменения приводят к рассмотренным гидродинамическим эффектам, в частности – гидрогенному разуплотнению пород. Об этом, в частности, свидетельствуют экспериментальные данные [Зарайский, Балашов, 1978]. В то же время, породообразующий раствор теряет по пути фильтрации фемические компоненты (насыщаясь взамен них щелочами и кальцием) намного раньше, чем вода израсходуется на гидратацию матрикса. Кроме того, природные воды далеко не всегда содержат заметные концентрации железа и магния [Посохов, 1985], регулирующих образование вторичных минералов с плотной упаковкой атомов. Поэтому в гидратируемых гранитоидах образуются, главным образом, вторичные минералы с рыхлой структурой (цеолиты и др.), достаточно быстро залечивающие пути миграции флюида, если этому не препятствуют коррозия матрикса агрессивным раствором или возобновляющаяся дезинтеграция породы под действием тектонического стресса. Очевидно, вторичные преобразования лейкократовых пород нуждаются во внешней механической стимуляции или предполагают растворение матрикса поступающим извне флюидом.

http://jurassic.ru/

В *ультрабазитах* реакции серпентинизации (7-9) протекают с отрицательным интегральным эффектом ($\Delta\varepsilon$ варьирует от –3,5 до –5,8 %), так же, как и процесс гидратации базитов, и стимулируют приток воды в гидратируемые породы. В то же время, чрезвычайно высокий положительный твердофазный эффект процесса ($\Delta\varepsilon^{s} = +28 \div 38$ %) указывает на то, что проводящие каналы в таких породах должны быстро залечиваться серпентином из-за его сравнительно низкой плотности ($\rho = 2{,}60$ г/см^3). В этом отношении серпентинизация ультрабазитов сходна с гидратацией лейкократовых пород: в обоих случаях процесс нуждается в стимуляции раскрытия проводящих трещин под воздействием механических напряжений.

Таким образом, вторичные процессы в гранитоидах и ультрабазитах принципиально отличаются от процесса гидратации базитов. Последний может протекать до стадий глубокого преобразования пород, близких к термодинамическому равновесию при умеренных P и T, без внешней стимуляции. Тектонический стресс и литостатическая нагрузка, прилагаемые к телу базитов, способствуют, как и во всех других случаях, скорейшей реализации внутренних напряжений, направленных на разрушение матрикса, но не являются необходимым условием сохранения проницаемости пород. Хемогенное трещинообразование является самодостаточным мощным фактором глубокого преобразования пород основного состава.

3.5.4.2. Термические объемные деформации

Рассмотрим процессы, которые могут вызвать в земной коре изменение температуры, превышающее по абсолютной величине критическую величину порядка $\Delta T_{крит.} \sim \pm n \times 10$ °C. В системе координат, неподвижных относительно данного объема породы, изменение температуры $\delta T/\delta t$ описывается общеизвестным уравнением теплопроводности вида:

$$\delta T/\delta t = \text{div}\, q_{конд.} + \text{div}\, q_{адв.} + A, \qquad (20)$$

где $q_{конд.}$ – кондуктивный тепловой поток; $q_{адв.}$ – адвективный тепловой поток; A – мощность тепловых источников в единице объема. Рассмотрим эти три составляющие нестационарного геотемпературного поля.

Изменение температуры в локальном объеме земной коры на первые десятки – первые сотни градусов может быть вызвано либо перемещением данного объема относительно неподвижных границ с фиксированными температурами (вертикальные и горизонтальные движения блоков литосферы), либо перемещением (относительно данного объема среды) границы с фиксированной температурой (инъекция магматического расплава), либо, наконец, изменением температуры на внешней неподвижной границе блока литосферы (например, при излияниях лав на дневную поверхность) или на внутренней границе (при разогреве пород за счет близких очагов тепла). Рассмотрим наиболее распространенные процессы, сопровождающиеся кондуктивным теплопереносом, – тектонические движения.

Изменение температуры на критическую величину $\Delta T_{крит.} \sim \pm n \times 10$ °C за счет вертикальных тектонических движений определяется их амплитудой и зависит от геотермического градиента. Последний колеблется от ~10°C/км в районах древних щитов до 50 °C/км и более в молодых орогенических поясах [Смирнов, 1980 и др.]. Активные тектонические движения характерны для молодых структур, в пределах которых для начала гидрогенного разуплотнения пород достаточно их смещения по вертикали примерно на 0,5-1 км. В работе [Кононов, 1965] содержится аналогичная оценка: при геотермическом градиенте 33 °C/км и плотности пород 2,7 г/см^3 их нагревание при погружении на первые 500 м приводит к повышению давления воды, изолированной в замкнутых порах, до значений литостатического.

Тектонические движения с горизонтальным смещением блоков (при формировании надвигов, субдукции или обдукции литосферных плит) создают в зоне сместителя аномальные геотермические градиенты между аллохтонным и автохтонным блоками. М.Д. Хуторской показал, что при быстром надвигании литосферной пластины мощностью 15 - 70 км на относительно холодный автохтон между ними вблизи сместителя может возникнуть значительный отрицательный по глубине перепад температуры. На этом фоне проявляется еще и разогрев пород за счет тектонического трения, который может достигать нескольких сотен градусов в зоне сместителя [Хуторской, 1985] в зависимости от содержания воды в породе.

Таким образом, в зоне сместителя и прилегающих объемах пород формируется узкая область нестационарных перепадов температуры на величину больше критической $\Delta T_{крит.} \sim \pm n \times 10$ °C. В результате этого должен происходить гидроразрыв пород. Поскольку девиаторное напряжение в начальный момент образования надвига превосходит литостатическую нагрузку, то минимальное главное напряжение ориентировано вертикально. Поэтому гидроразрыв пород происходит в латеральном направлении и обеспечивает беспрепятственное скольжение надвига, благодаря наличию пластификатора (смазки) [Smoluchovski, 1909 и др.], роль которого играют флюид и катакластический материал. Кроме того, флюид оказывает взвешивающее действие на аллохтонный блок, принимая на себя основную часть литостатической нагрузки, как это показано в работах [Чепмен, 1983; Hubbert, Rubey, 1959].

http://jurassic.ru/

Исследования в районе надвига в центральных Пиренеях [Wayne, McCaig, 1992] косвенно подтверждают реальность рассматриваемого гидрогенного механизма образования сместителя: в слабопроницаемых карбонатных породах развилась система субгоризонтальных проводящих трещин, по которым флюид переместился на несколько километров вдоль надвига. За пределами зоны сместителя породы практически непроницаемы.

Присутствие воды в зоне сместителя под давлением, близким к литостатическому, является обязательным условием образования надвига. Для смещения блока многокилометровой мощности по сухому сместителю необходимо приложить усилие, которое привело бы к разрушению надвигаемой пластины во всем ее объеме [Боревский, Кременецкий, 1985 и др.]. Вместе с тем, в наблюдаемых надвигах смещение происходит под действием дифференциального напряжения, крайне незначительного по сравнению с весом аллохтона. Как показано в работе [Файф и др., 1981], при давлении воды в зоне сместителя, равном литостатическому, гравитационное скольжение надвига становится возможным уже при угле наклона сместителя около 3-3,5°. Следовательно, сдвиговое усилие, определяемое через синус этого угла, составляет примерно лишь 0,05 от литостатической нагрузки, а по абсолютной величине – порядка нескольких десятков - первых сотен бар. Так, например, для смещения блока пород плотностью 2,7 г/см^3 и мощностью 10 км, то есть при литостатической нагрузке 27 кбар достаточно приложить усилие всего лишь около 135 бар. Таким образом, в зависимости от наличия воды в зоне сместителя, силы внутреннего трения могут изменяться, по крайней мере, на 1,5-2 порядка, что должно существенно влиять на динамику образования надвига.

Формирование сместителя по рассматриваемому механизму сопряжено с действием воды, которая обладает высокой подвижностью и химической активностью. После начальной подвижки аллохтона, сопровождавшейся фрикционным разогревом и дегидратацией пород, создаются предпосылки для постепенного обезвоживания зоны сместителя и приближения ее состояния к исходному. Вода стремится покинуть трещины гидроразрыва отчасти в результате ее выжимания к участкам с пониженным давлением, отчасти же благодаря ее обратному переходу в химически связанное состояние с образованием водных минералов (хлорита, эпидота, смектита, гидрослюд, цеолитов и др.). Поскольку скольжение аллохтона по обводненной "смазке" происходит с минимальным фрикционным разогревом, то начальное повышение температуры, которое привело к дегидратации пород, должно смениться релаксацией температуры. Обезвоживание сместителя и возрастание сил внутреннего трения будут продолжаться до тех пор, пока действие консервативной внешней силы на аллохтон не приведет к новой фазе разогрева и дегидратации пород. Поверхность сместителя пересекает большое пространство земной коры, неоднородное по свойствам, составу пород и *PT*-условиям. На общем фоне скольжения по "смазке" развитие сухого трения в результате обезвоживания сместителя на достаточно большой площади может привести к торможению движения аллохтона. Цикличными переходами воды из связанного состояния в свободное и обратно в зависимости от степени фрикционного разогрева может быть объяснен импульсный характер движения надвигов, на который указывается в ряде работ [Хуторской, 1985 и др.]. При этом миграция очагов сейсмогенерации по поверхности сместителя, имеющая плавный или скачкообразный ("мерцающий") характер, легко может быть объяснена сменой взаимного расположения участков сместителя, находящихся в различных фазах цикличных процессов гидратации-дегидратации.

При вертикальных блоковых подвижках все рассмотренные процессы в зоне сместителя протекают аналогично. Но поскольку смежные блоки имеют почти одинаковую температуру, то главными факторами гидроразрыва являются фрикционный нагрев пород и сопутствующие процессы их гидратации-дегидратации. Кроме того, вертикальная ориентировка зоны сместителя способствует ускоренному удалению из нее воды, вплоть до полного обезвоживания и "спекания" разлома.

Фрикционный разогрев относится к процессам теплогенерации, которые описываются источниковым членом A в уравнении (20). Наряду с этим в земной коре существует большое разнообразие естественных и искусственных очагов тепла, классифицированных и исследованных В.И. Кононовым и Б.Г. Поляком [1970]. Из их числа следует выделить: эндогенные (магматические, связанные с остыванием магматических тел внедрения, и гидротермальные, связанные с переносом тепла флюидами), радиогенные, связанные с генерацией тепла на участках скопления радионуклидов, и экзогенные очаги, связанные с окислением углерода и с окислением-восстановлением различных соединений серы. В этих тепловых очагах и прилегающих к ним породах повышение температуры обычно существенно превосходит критическую величину $\Delta T_{крит.} \sim \pm n \times 10$ °C, так что при достаточно быстром разогреве здесь может развиваться гидрогенное разуплотнение пород.

К перечню очагов теплогенерации нужно добавить источники тепла, связанные с преобразованием органического вещества в черносланцевых толщах. Окисление органики может сопровождаться повышением температуры на многие десятки градусов, причем при повышенных содержаниях сульфидов

http://jurassic.ru/

разогрев усиливается [Юсупова, 1992 и др.]. Для этих условий, по-видимому, типично гидрогенное растрескивание пород уже на ранних стадиях разогрева и возбуждения конвекции иммобилизованных флюидов, что особенно важно при рассмотрении металлогенических аспектов эволюции углеродсодержащих формаций [Гарьковец, 1988; Юсупова, 1992 и др.]. Экзо- и эндотермические эффекты реакций гидратации и дегидратации, соответственно, также могут вызывать существенные изменения температуры. Теплота многих таких реакций составляет около 10 ккал/грамм-моль H_2O [Файф и др., 1981]. В упомянутой работе отмечается, что эти процессы могут вносить ощутимый вклад в тепловой поток земной коры.

Возможность гидрогенного разуплотнения пород необходимо учитывать при подземном захоронении радионуклидов. Помещенные в землю контейнеры с боросиликатным стеклом, содержащим высокоактивные нуклиды, могут разогреваться до 300 °С за довольно короткое время [Таусон, 1990]. При этом во вмещающих породах, вероятнее всего, разовьется система трещин гидроразрыва, и создадутся предпосылки для свободной миграции нуклидов за пределы участка их захоронения. Следует заметить, что на участках естественных скоплений радиоактивных элементов термоаномалии незначительны [Кононов, 1965; Кононов, Поляк, 1970] и вряд ли могут существенно влиять на термические деформации в земной коре.

Движение подземных вод всегда сопровождается переносом тепла. В упомянутых гидротермальных системах циркуляция флюидов возникает за счет их разогрева и разуплотнения над очагом тепла. Наряду с этим, существуют разнообразные механизмы и условия возбуждения конвекции флюидов в земной коре. Ниже показано (глава 4), что нисходящая инфильтрация флюидов со скоростью порядка нескольких мм/год приводит к охлаждению земной коры на первые десятки градусов на глубинах 5-7 км. В работе [Огильви, 1956] указан тот же порядок величины скорости, около 4 мм/год, при которой перераспределение тепла подземными водами практически полностью контролирует тепловой режим недр, так что другими факторами геоэнергетического баланса можно пренебречь. От направления вертикального потока зависит знак термического возмущения, но не его амплитуда. Таким образом, изменение температуры на критическую величину $\Delta T_{крит.} \sim \pm n \times 10$ °С может быть вызвано вертикальной фильтрацией флюидов со скоростью порядка нескольких мм/год.

Примечательно, что отрицательный термический пьезоэффект при зеленокаменном метаморфизме базитов, обусловленный их охлаждением нисходящим потоком флюидов, совпадает по знаку с пьезоэффектом процессов гидратации, рассмотренных выше. Следовательно, химические и термические объемные деформации при зеленокаменном метаморфизме базитов, накладываясь друг на друга, взаимно усиливаются. При метаморфизме мощных осадочных комплексов, которому сопутствуют преимущественно восходящие флюидные токи, также происходит взаимное наложение и усиление положительных химических и термических объемных деформаций. Другими словами, метаморфические процессы имеют тенденцию к самопроизвольному ускорению и углублению.

3.5.5. Флюидное давление, температура среды и метаморфические фации

Рассмотрим важный методологический аспект изучения системы вода-порода. Как указывалось выше, химические реакции в такой системе имеют два разных гидродинамических следствия. Флюидное давление в ней регулируется интегральным объемным эффектом этих реакций ($\Delta\varepsilon$) независимо от величины и знака твердофазного объемного эффекта ($\Delta\varepsilon^s$). Наряду с этим, деформация объема собственно породного матрикса влияет лишь на проницаемость среды, никак не сказываясь на флюидном давлении.

Учитывая такой вывод, трудно признать корректными традиционные попытки установить связь между изменением порового давления и вариациями пористости при метаморфизме пород [Елисеев, 1963; Ярдли, 1989 и др.]. Действительно, из последней колонки таблицы 3.13 видно, что увеличение объема твердого матрикса ($\Delta V^s > 0$, $\Delta\varepsilon^s > 0$) и, соответственно, уменьшение пористости могут сопровождаться не ростом, а снижением давления вследствие отрицательного объемного эффекта реакции ($\Delta V < 0$, $\Delta\varepsilon < 0$), посчитанного по всем фазам (реакции 2, 5–9). Может случиться и противоположное – повышение давления, несмотря на увеличение пористости, за счет положительного интегрального объемного эффекта (реакция 3). Возможно и совпадение знаков объемного эффекта в твердом матриксе $\Delta\varepsilon^s$ и интегрального $\Delta\varepsilon$ (реакции 1 и 4). Гидродинамическое возмущение в результате химических реакций в системе вода-порода определяется только соотношением плотностей и задействованных в реакции масс первичных и вторичных минералов, включая воду (см. табл. 3.13).

С методологической точки зрения необходимо отметить следующее. Учение о метаморфических фациях исходит из того, что вода и углекислота *a priori* присутствуют в метаморфизуемых породах [Файф и др., 1962] и могут рассматриваться как

http://jurassic.ru/

"вполне подвижные компоненты". С термодинамической точки зрения это означает, что параметры их состояния (химические потенциалы, парциальное давление) определяются, в основном или полностью, внешними факторами [Коржинский, 1957; Файф и др., 1962; Маракушев, 1973 и др.]. Многие петрологи обращают внимание на корреляцию состава равновесной вторичной ассоциации минералов с парциальным давлением воды и углекислоты. Указываются характерные значения последних для различных метаморфических фаций [Добрецов и др., 1972; Маракушев, 1973 и др.]. Однако давление летучих, свойственное той или иной фации метаморфизма, не принято связывать с наблюдаемой равновесной вторичной ассоциацией, а точнее с предшествовавшей эволюцией системы "флюид-порода" в целом, поскольку такой подход принципиально противоречит представлению о компонентах флюида как "вполне подвижных". Материал настоящей работы показывает ограниченность такого подхода: флюид нельзя рассматривать как автономную фазу, подвижность которой определяется преимущественно внешними факторами и слабо связана с реакциями минералообразования. Гидродинамическое состояние системы вода-порода (поровое давление, скорость движения флюида и проницаемость породы) в высшей степени чувствительно к химическим превращениям внутри системы.

В свою очередь, сами вариации давления флюида не могут не оказывать существенного обратного влияния на ход неизохорических химических превращений, поскольку вторичные минералы обычно кристаллизуются из равновесного с ними раствора, на чем основан принцип частичного равновесия Бартона-Хелгесона [Крайнов, Швец, 1992; Шварцев, 1991 и др.]. Это равновесие контролируется, наряду с температурой, парциальным давлением летучих и весьма чувствительно к его вариациям [Карпов и др., 1976; Крайнов, Швец, 1992 и др.]. На изменение давления (наряду с температурой) в процессе формирования вторичных минералов указывает их зональность, выявляемая микрозондовым анализом [Перчук, 1983 и др.]. В упомянутой работе вариации флюидного давления (фугитивности летучих – воды, CO_2 и др.) при образовании зональных структур минералов игнорируются, что представляется методологически неверным. Общее давление $P_{общ.}$ (точнее, эффективное напряжение в скелете $P_{ск.}$) несомненно влияет на достижение фазового равновесия в изменяемой породе. Однако это влияние носит лишь опосредованный и подчиненный характер, так как оно, в отличие от флюидного давления, сказывается только на скорости растворения первичных минералов и, следовательно, только на скорости восполнения состава равновесной системы "водный раствор – вторичные минералы". Другими словами, $P_{общ.}$ влияет не столько на минеральный состав метаморфической породы, сколько на завершенность метаморфических реакций к моменту наблюдения (степень метаморфизма).

Как было показано выше, изменение температуры на несколько десятков градусов, достаточное для заметного смещения равновесия во вторичной минеральной ассоциации, может быть вызвано самими же химическими реакциями, их пъезоэффектом ΔP, так как провоцируемая последним активизация адвективного (флюидного) тепломассопереноса может привести к интенсивному охлаждению или нагреванию пород. В свою очередь, высокая чувствительность вторичной ассоциации к изменению температуры обнаруживается эмпирически. Рентгеноструктурным анализом вторичных глинистых минералов в образцах гидротермалитов установлено, что изменение температуры на несколько десятков градусов может привести к кардинальным перестройкам в составе и структуре образуемых минеральных парагенезисов [Karpov et al., 1988].

Таким образом, при выделении границ метаморфических фаций необходимо учитывать два обстоятельства:

а) специфика равновесных (критических при выделении фаций) ассоциаций вторичных минералов определяется, наряду с температурой, не только и не столько общим давлением, сколько флюидным, если вторичные изменения происходили в присутствии воды;

б) флюидное давление при вторичных преобразованиях пород весьма изменчиво, т.к. регулируется (наряду с температурой при интенсивной адвекции флюида) гидродинамическим возмущением (левая часть уравнения (1)), которое вызвано объемными деформациями – химическими и термическими в системе вода-порода (правая часть уравнения).

Суммируя результаты теоретического анализа, можно заключить, что в земной коре широко протекают процессы химических и термических изменений, приводящие к "надкритическим" объемным деформациям, при которых породы теряют сплошность и возбуждается конвекция флюидов. Рассмотренные процессы гидродинамического возмущения системы флюид-порода являются важной глобальной составляющей флюидного "дыхания" земной коры. Причем периоды "вдоха" (нисходящих конвективных токов) и "выдоха" (восходящих токов) могут сменять друг друга или сопутствовать один другому (в смежных блоках земной коры) в зависимости от результирующей направленности химических и термических процессов.

Этот вывод затрагивает основы современных представлений не только о гидродинамике земной коры, но и об эволюции ее состава, строения и геотермического режима. В гидродинамическом и гео-

http://jurassic.ru/

химическом отношениях хемогенные и термические деформации выступают как мощный и, вместе с тем, малоизученный регулятор массообмена в литосфере. Геотермические проявления вертикальных флюидных токов, сопутствующих именно этим деформациям, прежде специально не рассматривались. В геодинамическом аспекте указанные деформации представляют собой столь же малоизученные процессы изменения механических свойств горных пород, которые должны существенно влиять на динамику дизъюнктивных и пликативных нарушений в земной коре и тектонических движений в целом.

http://jurassic.ru/

ГЛАВА 4
ПРОЦЕССЫ ТЕПЛОМАССОПЕРЕНОСА В ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНАХ

Литосфера ОБ – объект динамический, постоянно изменяющийся. Важнейшие формы этих изменений – обмен теплом и веществом между литосферными слоями: чехлом и фундаментом, корой и мантией и т.д., а также внутри слоев. Характер, масштабы, направления и скорости тепломассообмена в ОБ определяют их флюидный и термический режимы и, в конечном счете, весь ход структурно-вещественной эволюции как сложной геологической системы, стремящейся к состоянию термодинамического равновесия на каждом этапе развития бассейнов.

4.1. Некоторые аспекты флюидного режима ОБ

4.1.1. Современные представления о происхождении и механизмах миграции подземных флюидов

Как уже отмечалось в главе 3, в формировании состава и динамике подземных флюидов ведущая роль принадлежит воде из-за ее исключительно высокой химической активности и подвижности. Впервые этот вывод прозвучал как крупное эмпирическое обобщение в работах В.И. Вернадского [Вернадский, 1960].

С тех пор концепция взаимодействия геосфер распространялась и развивалась вместе с учением о геохимической эволюции литосферы при определяющей роли подземных вод. Такие представления нашли отражение в определении У. Файфа с соавторами [1981, с.67]: "Вода – это главный флюид небольшой плотности, главный растворитель, главный агент химической транспортировки веществ, главный катализатор реакций силикатов и главный катализатор деформации горных пород в земной коре". Одновременно развивалось учение о самоорганизации неравновесных систем в рамках неравновесной термодинамики [де Гроот, Мазур, 1964 и др.]. В понятиях и законах неравновесной термодинамики учение В.И. Вернадского о геосферах получает дальнейшее развитие в строго формализованных математических соотношениях, описывающих эволюцию самоорганизующихся систем. Благодаря таким соотношениям, сегодня можно, в частности, утверждать, что вода обеспечивает обратную связь между сопряженными геологическими процессами [Яковлев, Боревский, 1994_2; Tsang, 1996; Яковлев, 1999]. К их числу относятся трансформация и перенос вещества и тепла, механические деформации и вариации геофизических полей. Протекая в разных слоях Земли, такие процессы обеспечивают физико-химическое и энергетическое взаимодействие геосфер, что находит частное отражение в составе и динамике подземных флюидов. Необходимой предпосылкой для выяснения взаимосвязей между геологическими процессами и геосферами, наряду с изучением состава и строения земной коры служит разработка физико-математического аппарата и численных моделей.

Систематизированные данные о химическом строении земной коры [Ронов, Ярошевский, 1967] позволили разработать физическую модель подземной гидросферы, в которой отражена следующая закономерность: отношение массы свободной и физически связанной воды к массе химически связанной и дисперсной воды убывает в ряду: океаническая кора (2,8) – субконтинентальная кора (1,5) – континентальная кора (0,8) [Макаренко и др., 1972]. Отсюда видно, что главным типам коры свойственна различная степень гидратации. Эта закономерность не находила объяснения до последнего времени. В самом деле, что может препятствовать глубокой гидратации океанических базальтов вопреки непосредственной близости гигантского источника воды – океана? Сегодня уже стало известным, что "вся вода Мирового океана в океанических рифтах "прокачивается" через гидротермальную циркуляционную систему в океанской коре, проходит стадию гидротермального флюида примерно за 1 млн лет, то есть с геологической точки зрения мгновенно" [Гурвич, 1998, с. 4]. Однако океанические базальты и ультрабазиты в целом практически не поддаются гидратации, не считая слабых проявлений метаморфизма – эпигенеза в тектонически нарушенных зонах и в приповерхностной части второго (базальтового) слоя [Alt et al., 1986; Курносов, 1986; Дриц, Коссовская, 1991; Силантьев и др., 1992].

http://jurassic.ru/

Эта проблема как будто поддается решению с помощью концепции последовательного превращения океанической коры в субконтинентальную (кору переходного типа), а затем – континентальную [Пейве и др., 1984; Оллиер, 1984; Деннис, 1990]. Согласно этой концепции, глубокие изменения, которые претерпевает океаническая кора до ее окончательной кратонизации, требуют ее полной и равномерной переработки. Для этого она должна претерпеть плавление с последующей магматической дифференциацией и/или постмагматическую дифференциацию и метасоматоз, "особенно благодаря поступлению жидких и газообразных флюидов ... в глобальные эпохи тектономагматической ... активности" [Пейве и др., 1984, с. 7]. Все эти процессы так или иначе сопряжены с гидратацией магматических пород, согласно упомянутой модели Ронова–Ярошевского. Необходимая для этого свободная вода в избытке присутствует в породах чехла, который на континентах, в отличие от Мирового океана, служит главным водным резервуаром. Однако рассмотренный сценарий кратонизации коры не раскрывает конкретного механизма, благодаря которому воды чехла могли бы обеспечить превращение базит-ультрабазитовых комплексов, или гранулит-базитового слоя материков [Ярошевский, 1985], в породы континентальной литосферы.

Крупные зеленокаменные пояса континентов, возникшие за счет гидратации базитов и ультрабазитов коры океанического типа, являются свидетельством гигантских масштабов геологической деятельности подземных вод. Из трех возможных источников породообразующих растворов (мантия, кора и атмосфера) ювенильная вода вносит пренебрежимо малый вклад во флюидный баланс коры, основная часть подземных вод имеет коровое или атмосферное происхождение [Тейлор, 1970, 1982; Виноградов, 1983; Виноградов и др., 1993; Покровский, 1985]. Оставалось неясным, каким образом могла коровая вода, сосредоточенная, главным образом, в осадочной оболочке, участвовать в вышеупомянутой "постмагматической дифференциации и метасоматозе магматических пород", без чего невозможна их "полная и равномерная переработка". Развивая геохимическую модель коры, А.А. Ярошевский [1986] заключил, что гранитизация базитов происходит за счет больших объемов подземных вод, а источником кремнезема, щелочей и других "гранитофильных" элементов служит осадочная оболочка. Ее же естественно было считать источником воды. Но сам механизм массообмена в коре все еще оставался неопределенным. Отсутствие ответов на эти и многие другие вопросы делало концепцию трансформации океанической коры в континентальную уязвимой, что позволяло выступать с ее резкой критикой [Обуэн, 1984].

Вопрос о взаимодействии толщи осадков с подстилающим комплексом пород основного состава до недавнего времени, в сущности, специально не ставился. Между тем, такое строение разреза типично для зон не только становления, но и деградации континентальной коры – ее базификации. К числу первых относится прежде всего зона перехода от океана к континенту, где начинается становление континентальной коры [Пейве и др., 1984]. Базификация коры связана с зонами континентального рифтогенеза [Милановский, 1976; Савельев, 1990; Шенгер, 1990; Куренков, 1996].

Естественно было полагать, что на этих этапах развития коры, отличающихся напряженным геодинамическим и температурным режимами, следует ожидать наиболее активной преобразующей роли водных флюидов [Файф и др., 1981; Пиннекер и др., 1982] и в том числе элизионных, учитывая существование их крупного источника – осадочного чехла. Вместе с тем, вклад последних в гидротермальные преобразования мафических комплексов, погребенных под чехлом, пока не оценивался. Это объясняется господством представлений о восходящем оттоке флюидов из литифицируемых осадков чехла [Силин-Бекчурин, 1965; Киссин, 1967; Пиннекер, 1977, 1983; Валуконис, Ходьков, 1978; Файф и др., 1981; Холодов, 1983; Вуд, Уолтер, 1989].

Нисходящая разгрузка вод дегидратации из осадочного чехла рассматривается по общепринятой традиции как экзотика и требует в каждом конкретном случае специального гидродинамического обоснования. Именно такому обоснованию посвящена статья [Yardley, Lloyd, 1995], в которой рассматриваются гидродинамические условия возникновения метасоматического фронта в толще известково-кремнистых сланцев, претерпевающих прогрессивный метаморфизм. Эти исследователи показывают возможность возникновения слоя повышенной проницаемости в основании толщи в результате усиленного выноса воды и углекислоты в направлении дренирующего толщу разлома. По их мнению, возникновение вторичной пористости стимулирует резкое понижение флюидного давления. Благодаря этому, метаморфогенный флюид разгружается из основного объема дегазирующих сланцев в проницаемый слой (метасоматический "фронт") в основании толщи и вдоль этого слоя – в направлении разлома-дрены.

Господствующие представления о восходящей разгрузке продуктов дегазации коры предопределяют и существенную, если не преобладающую, роль глубинных источников флюидов (мантийных эксгаляций и "возрожденной воды") в постмагматических преобразованиях погребенных изверженных пород [Смирнов, 1968; Добрецов и др., 1972; Летников и др., 1977; Летников, 1995; Набоко, Главатских 1983], в том числе базитов и ультрабазитов офиолитовых комплексов [Юркова, 1991].

Вклад мантийной компоненты в состав термальных флюидов Исландии, где мантийная активность чрезвычайно высока, может достигать 25 %, судя по тепловым расчетам [Кононов, 1983]. Положительные геотермические и изотопно-гелиевые аномалии на других учас-

http://jurassic.ru/

тках проявления мантийной активности (в "горячих точках", маркирующих мантийные плюмы, зонах рифтогенеза) указывают на локальную разгрузку тепломассопотока из мантии, переносимого к верхней границе литосферы силикатным расплавом [Поляк, 1988]. Вместе с тем, однозначных доказательств присутствия других ювенильных летучих компонентов, кроме гелия, в продуктах вулканической и гидротермальной деятельности на сегодняшний момент не существует [Кононов, Поляк, 1982], и вопрос о соотношении мантийных и коровых источников флюидов, преобразующих кору, остается открытым. Концепции (гипотезы) глобального "флюидного дыхания" мантии в виде автономного потока летучих, поставляющего в кору водно-углекислый флюид [Летников и др., 1977; Летников, 1995], или инфильтрационного метасоматоза коры потоками сквозьмагматических флюидов [Коржинский, 1954, 1962, 1969] не исчерпывают всего многообразия вещественных превращений в земной коре, в числе которых – процессы образования метабазитов в коре океанического типа.

В последние два десятилетия сравнительное изучение метаморфических (гидротермальных, эпигенетических) процессов в офиолитовых комплексах континентов и базит-гипербазитах второго и третьего слоев океанической коры ведется особенно интенсивно. Толчком к этим исследованиям послужило открытие конвективных гидротермальных систем в зонах океанического спрединга, физическая природа которых была обоснована теплофизическими расчетами [Lister, 1972]. Многочисленные полиметаллические рудопроявления были обнаружены на участках современной или былой разгрузки гидротерм [Magaritz, Taylor, 1976; Файф и др, 1981; Gieskes et al., 1983; Овчинников, 1985; Бутузова, 1989]. Эти находки стимулировали петролого-геохимические и изотопные исследования продуктов гидротермального метаморфизма в срединно-океанических хребтах, наряду с изучением их континентальных аналогов – зеленокаменных пород офиолитовых поясов [Ernst, 1973; Крейг, 1974; Alt et al., 1986; Курносов, 1986; Базылев, 1989; Силантьев и др., 1992]. Геохимическая эволюция системы вода-порода с некоторых пор является предметом лабораторных экспериментальных исследований [Seyfried et al., 1978; Crovisier et al., 1987; Shirakai et al., 1987; Lasaga, 1984] и численного термодинамического моделирования [Гричук и др., 1985; Lasaga, 1984; Силантьев и др., 1992]. Эти исследования показывают, что гидротермальные и эпигенетические преобразования пород сопровождаются интенсивным перераспределением породообразующих и рудных элементов гидротермальными растворами, способствуя существенной метаморфической дифференциации вещества коры и глубокой метаморфизации подземных флюидов по мере их миграции в недрах. Выяснилось также, что главным источником воды при изменении базальтов в океанических гидротермальных системах и офиолитовых поясах служила сама водная толща океана или вода, захороненная в его осадках. Основная масса породообразующих компонентов этих гидротермальных растворов имеет коровое происхождение [Краускопф, 1970; Бэрнем, 1970; Sakai, Matsubaya, 1974, 1977; Курносов, 1986].

Таким образом, решающая роль метеогенных флюидов в преобразовании базальтового субстрата коры океанического типа не вызывает сомнения. Возникает вопрос, отчасти затронутый выше: можно ли объяснить возникновение зеленокаменных поясов, ассоциирующих с офиолитами континентальных окраин и континентов, метаморфическими или эпигенетическими изменениями базитов на океанической стадии эволюции коры? Результаты изучения метаморфитов, ассоциирующих со срединно-океаническими хребтами, заставляют сомневаться в такой возможности. Гидротермальный метаморфизм в циркуляционных системах океанической зоны спрединга охватывает лишь малую часть объема пород второго и третьего слоя. "Для всех типов пород океанической коры при их метаморфизме близ НВГС (нисходящей ветви гидротермальной системы – Л.Я.) характерно уменьшение степени изменения исходных пород по мере увеличения глубины (соответственно, температуры)" [Силантьев и др., 1992, с. 1033].

При отсутствии осадочного покрова процессы вторичного минералообразования с участием океанической воды в меланократовом субстрате коры (слое 2А) протекают в спокойных термических условиях относительно вяло, несмотря на непосредственный контакт базитов с водой. В работе [Коссовская и др., 1981] рассматривается совокупность медленных процессов гидротермально-гальмиролитического эпигенеза как этап начальной или "эмбриональной континентализации" океанической коры. Имеющиеся данные глубоководного бурения говорят о низкой, в целом, степени вторичных преобразований базальтового субстрата [Курносов, 1986].

Степень и характер постмагматических изменений базитов, эволюция состава породообразующих флюидов на переходной стадии развития коры интенсивно изучаются в связи с проявлениями гидротермальной активности в областях современного вулканизма [Набоко, 1980; Кононов, 1983; Пампура, 1985; Юркова, 1991]. Эти исследования, опять-таки, показали, что флюиды гидротермальных систем содержат исключительно метеогенную воду. При этом степень гидротермальной переработки вмещающих пород контролируется, как и в срединно-океанических хребтах, их начальной проницаемостью, так что глубокие вторичные изменения охватывают только трещиноватые ореолы тектонических нарушений, а остальной объем пород остается практически неизмененным [Пампура, Хлебникова, 1987; Ерощев-Шак, 1992]. Таким образом, гидротермальный процесс в зоне перехода от океана к континенту также способствует кратонизации океанической коры, но все еще не способен завершить ее.

http://jurassic.ru/

В зонах континентального и межконтинентального рифтогенеза с характерным базальтовым магматизмом постмагматические (зеленокаменные) преобразования базитов, развитых в основании рифта, принято связывать с деятельностью конвекционных флюидных систем, подобных рассмотренным выше [Ярдли, 1989; Flores, Royer, 1992]. Такой механизм мобилизации породообразующих флюидов трудно, однако, признать универсальным. Допущение о его реализации в конкретных условиях нуждается каждый раз в предварительных количественных оценках. В работе [Pimenov, 1998] дана оценка характерных значений числа Релея, отражающих условия возбуждения свободной термоконвекции (т.е., возникновения конвективной гидротермальной системы) в земной коре. Оказалось, что в оценках других авторов, поддерживающих возможность термоконвекции во внутренних слоях коры, минимальная допустимая проницаемость пород (коэффициент проницаемости $k = 10^{-15} - 10^{-17}$ м^2), при которой этот процесс может идти, неоправданно занижена на один-четыре порядка величины по сравнению с оценкой упомянутого автора ($k = 2\times10^{-14} - 3\times10^{-13}$ м^2). Отсюда вытекает, что в обычных условиях верхней коры (при $k = 10^{-15} - 10^{-17}$ м^2) термоконвекция неосуществима.

Наряду с этим, различные исследователи приводят косвенные признаки, наводящие на мысль о тесной связи между зеленокаменным метаморфизмом основных и ультраосновных пород и притоком седиментационных флюидов из осадочного чехла.

Г.П. Тейлор [1970], проанализировав изотопный состав кислорода метаморфизованных магматических пород в горах Адирондак, штат Нью-Йорк, установил обогащение метаморфитов тяжелым кислородом. Этот исследователь пришел к выводу, что источником ^{18}O послужили метаосадки серии Гренвилл, которые контактировали с магматическим комплексом Адирондака в период его метаморфических преобразований. Очевидно, что такой изотопный обмен мог произойти только при участии седиментационных вод, отжимавшихся из осадков серии Гренвилл.

Е.М. Некрасов выполнил сравнительный анализ истории развития золотоносных зеленокаменных поясов в континентальных палеорифтах докембрия, и пришел к интересному наблюдению. “Крупные и крупнейшие месторождения размещаются в участках рудных узлов и полей”, которые локализуются в верхней части вулканогенного разреза, непосредственно под “терригенными грубообломочными породами, перекрывающими вулканиты” [Некрасов, 1988, с.155]. Он также показал, что золоторудные месторождения в зеленокаменно-измененных терригенно-вулканогенных породах протерозойских и фанерозойских складчатых систем отличает “длительный перерыв (нередко многие десятки и сотни миллионов лет) между накоплением вулканитов (изредка с горизонтами терригенных пород), их метаморфизмом, складчатостью, внедрением комплекса штоков и даек и появлением золотого оруденения. При всем разнообразии состава и возраста рудовмещающих формаций оруденение локализуется в породах, претерпевших только зеленокаменный региональный метаморфизм” [Некрасов, 1988, с. 237]. Возникает вопрос: нельзя ли вообще рассматривать гидротермальное оруденение в зеленокаменных поясах как геохимический индикатор миграции флюидов из терригенно-осадочного чехла в базитовый магматогенный комплекс в период его интенсивного метаморфизма?

Обширная литература, посвященная петролого-геохимическим аспектам метаморфизма магматических пород, так или иначе свидетельствует о его парагенетической (пространственно-временной) связи с мобилизацией огромных масс коровых флюидов. О необходимости и свидетельствах привноса воды извне в ходе метаморфизма исходно “сухих” основных пород и гипербазитов упоминали, начиная с П. Эскола [Eskola, 1920], создателя учения о метаморфических фациях, многие исследователи [Файф и др, 1962; Артемов, Кузнецова, 1966; Добрецов и др., 1972; Судовиков, 1964; Давыдченко, 1983]. В работах [Коржинский, 1962; Файф и др., 1981; Винклер, 1979; Овчинников, 1985] показано, что при умеренных давлениях присутствие и количество воды, наряду с температурой, полностью контролируют виды и скорость реакций метаморфизма, и делается вывод о невозможности протекания реакций метаморфизма (вплоть до *PT*-условий фаций гранулитов и эклогитов) без участия воды.

Вода в числе прочих летучих – окиси и двуокиси углерода, хлора, серы, фтора и других играет особую роль в процессах гидротермального рудообразования, являясь главным переносчиком рудного вещества [Коржинский, 1954; Файф и др, 1962; Судовиков, 1964; Добрецов и др., 1972; Летников и др., 1977; Винклер, 1979; Пэк, Павлов, 1980; Файф и др, 1981; Барсуков, Борисов, 1982, 1987; Пинеккер и др., 1982; Холодов, 1983; Olsen, Griffin, 1984; Crerar et al., 1985; Кременецкий, Овчинников, 1986; Вуд, Уолтер, 1989; Ярдли, 1989]. Особенно велик, по общему мнению, рудообразующий потенциал воды, высвобождающейся в ходе прогрессивного метаморфизма погружения, когда минерализованные, богатые металлами, восстановленные и нагретые растворы поступают с больших глубин (10-20 и более км) в верхние этажи земной коры и, остывая в окислительной обстановке, образуют рудные тела жильного, пластового и других типов.

Большинство исследователей рассматривают четыре возможных источника воды при метаморфизме субконтинентальных и континентальных базитов и ультрабазитов [Файф и др, 1962; Судовиков, 1964; Летников и др., 1977; Давыдченко, 1983]. Из этих источников два – внутренние: вода в порах и трещинах и вода минералов-гидратов и два – внешние: ювенильная вода и вода из окружающих пород. Впрочем, в этом вопро-

http://jurassic.ru/

се нет полного единодушия. Например, в работе [Кременецкий, Овчинников, 1986] по результатам исследования пяти крупных районов (Воронежский кристаллический массив, Украинский щит и др.) опровергается возможность участия ювенильных флюидов в метаморфизме как вулканогенных, так и осадочных пород.

Вместе с тем, говоря об "окружающих" породах, исследователи подразумевают, как правило, только нижезалегающие слои метаморфизуемых пород [Файф и др, 1962; Коржинский, 1969; Судовиков, 1964; Летников и др, 1977; Винклер, 1979]. При этом подразумевается, что "воды дегидратации" поступают в относительно низкотемпературные фациальные зоны, где идет диафторез пород, из высокотемпературных зон, где в условиях эпидот-амфиболитовой и более высоких фаций происходит обезвоживание пород. В работе [Добрецов и др., 1972] на примере ряда районов Алданского щита, Тянь-Шаня, Закарпатья показано существование такой пространственной и генетической связи прогрессивного метаморфизма и диафтореза.

Материалы сверхглубокого бурения и региональных исследований прямо или косвенно указывают на крупномасштабные проявления инфильтрации воды из осадочной оболочки в подстилающие базиты на протяжении всей геологической истории [Яковлев, 1992, 1991]. Этот поток должен быть связан с зеленокаменным метаморфизмом (гидратацией) погребенных базальтоидов и их метаморфических аналогов – гранулитов и гнейсов. Гидратация базитов отличается незначительным, близким к нулю приращением объема породного матрикса при отрицательном суммарном объемном эффекте, достигающем –10...–12 %, благодаря образованию высокоплотных вторичных минералов-гидратов. Прогрессирующий дефицит объема системы вода-порода непрерывно стимулирует приток воды из внешних источников, и возникает метаморфогенная инфильтрация (М-инфильтрация) газо-водных растворов. Главным источником воды при этом служит осадочный чехол, в котором идет литификация пород с развитием аномально высоких пластовых давлений (АВПД) и отжатием элизионных флюидов. В элизионных бассейнах область нисходящей М-инфильтрации может простираться до глубин 8-10 км и более.

Наиболее благоприятные для М-инфильтрации условия складываются при накоплении достаточно мощного, не менее 2-3 км, осадочного чехла, когда в нем в результате катагенеза – гидрослюдизации монтмориллонитовых глин [Копелиович, 1965; Холодов, 1983] развиваются АВПД, благодаря чему он может играть роль источника воды. Напротив, чехол небольшой мощности, порядка первых сотен метров, играет роль не столько источника воды, сколько пассивного экрана, изолирующего погребенные базиты.

Именно поэтому в океанической обстановке М-инфильтрация практически не развивается, т.к. темпы накопления пелагических осадков невелики, и мощный чехол не успевает образоваться из-за относительно быстрого спрединга. В то же время, мощность осадков оказывается достаточной для того, чтобы они служили непроницаемым экраном на пути морской воды к базальтам. По мере отодвигания коры от оси спрединга, чехол перекрывает поверхность базитового субстрата, и метаморфизм базитов с участием морской воды, едва начавшись в гидротермальных системах срединно-океанических хребтов, вскоре прерывается (через несколько миллионов лет). Об этом свидетельствуют уникальные материалы, полученные благодаря неоднократно возобновлявшемуся бурению эталонной глубоководной скважины 504B [Becker et al., 1983; Alt et al., 1986; Gable et al., 1989].

В зоне перехода от океана к континенту (в глубоководных желобах и аккреционных призмах) происходит интенсивное наращивание осадочного чехла, и он превращается из пассивного экрана в источник воды, необходимой для метаморфизма базитов. Такие условия весьма благоприятны для развития М-инфильтрации седиментогенных флюидов. Растягивающие напряжения и высокие тепловые потоки в задуговых рифтовых впадинах также стимулируют интенсивную М-инфильтрацию. Для начальной стадии становления коры в зоне перехода от океана к континенту характерна смена осадконакопления орогенезом в результате скучивания коры. В этих условиях метаморфизм базитов может оказаться незавершенным из-за эрозии чехла (источника воды).

В континентальных ОБ с мощным чехлом и меланократовым основанием (типа межгорных и рифтовых впадин) условия для развития нисходящего метаморфогенного потока не менее благоприятны. С возбуждением такого потока связана активизация тех геологических процессов, которые особенно чувствительны к флюидному и термическому режиму недр – это процессы литогенеза, тепломассопереноса и механических деформаций. Становится возможным аллотигенный метаморфизм погребенных базитов. При стабильном погружении бассейна они смогут превратиться в зеленые сланцы – такие же, как в зеленокаменных поясах.

Аллотигенный метаморфизм погребенных базальтов в эволюционном ряду "океан – переходная зона – континент" хорошо согласуется с вышеупомянутым возрастанием степени гидратации коры в этом ряду. Есть все основания полагать, что именно метаморфогенная инфильтрация газо-водных флюидов контролирует флюидный режим коры в процессе ее превращения из океанической в континентальную, для чего требуется глубокая и равномерная переработка магматических пород [Пейве и др., 1984]. Такая переработка может происходить благодаря интенсивной хемогенной дезинтеграции гидратируемых пород в условиях М-инфильтрации, о чем говорят результаты теоретических и экспериментальных исследований. Они показывают, что уже в начале постмагматических преобразований, при гидрата-

http://jurassic.ru/

ции 1% объема базальтового матрикса, общий объем закрытой системы вода-порода должен меняться на 0,1 %, провоцируя изменение флюидного давления на 100-1000 бар, что достаточно для разрушения матрикса. М-инфильтрация должна стимулировать развитие и более крупных дизъюнктивных дислокаций, отражающих интегральный эффект хемогенной дезинтеграции пород на микроуровне.

Таким образом, разнородные (гидрогеологические, геотермические и др.) данные позволяют считать, что базальтовый слой земной коры подвергается воздействию универсального процесса метаморфогенной инфильтрации флюидов, который проявляется в этом слое дискретно как во времени, так и в пространстве, находясь в тесной связи с кратонизацией коры. Он реализуется только в определенных структурно-тектонических зонах (активных континентальных окраин, закрытия океанических бассейнов, рифтогенной деструкции материков) и только при определенных условиях (при наличии осадочного чехла, в котором развиваются достаточно высокие флюидные давления, и его гидравлической связи с подстилающими базитами). Такие условия в широком масштабе реализуются в ОБ определенных типов.

4.1.2. Флюидный режим литогенеза и взаимодействие "чехол–фундамент": новые идеи и решения

Как упоминалось выше, фундаментальным свойством процессов, протекающих в земной коре с участием воды, является их сопряженность или взаимная обусловленность. Это свойство имеет простое математическое выражение для системы вода-порода в виде уравнения непрерывности, подчиняющегося закону сохранения массы и описывающего обратные связи между четырьмя классами процессов: механическими, транспортными (процессами массопереноса), химическими и термическими [Яковлев, 1999]. В указанной работе проанализировано в общих чертах взаимное влияние этих процессов в земных недрах и исследовано крупномасштабное гидродинамическое явление химической природы – нисходящая метаморфогенная инфильтрация элизионных флюидов (М-инфильтрация). Рассмотрим на базе этих теоретических и эмпирических результатов с привлечением других региональных и локальных примеров особенности флюидного режима в ОБ, в глубоких частях разреза которых или в подстилающих их породах фундамента имеются значительные массы основных пород. Для краткости и чисто условно назовем их "ОБ с меланократовым основанием". Такого типа бассейны отличаются наиболее активным и специфическим взаимодействием между чехлом и указанными массами основного состава.

4.1.2.1. Гидродинамика осадочных бассейнов с "меланократовым основанием"

Среди осадочных бассейнов наиболее консервативный и своеобразный флюидный режим складывается в ОБ элизионного типа. Их отличает преимущественное развитие слаболитифицированных глинистых отложений, генерирующих газоводные флюиды под "аномально высоким пластовым давлением" (АВПД), достигающим сублитостатических значений [Пиннекер, 1977, 1983; Холодов, 1983, 1995]. Другая особенность многих ОБ – наличие базитов, а иногда и ультрабазитов, в глубоких частях разреза осадочного бассейна либо в породах фундамента. Как правило, они образуют нижний гидрогеологический этаж в разрезе ОБ. Такими особенностями могут обладать некоторые межгорные впадины, континентальные рифты, районы развития погребенных под осадками траппов и впадины или части впадин краевых морей с субокеанической корой.

Как показано в работе [Яковлев, 1999], главной гидродинамической особенностью флюидного режима элизионного ОБ "с меланократовым основанием" является вертикальная инверсия приведенных пластовых давлений (рис. 4.1). В отдельных публикациях встречаются указания на существование подобной инверсии и в других ОБ "с меланократовым основанием", например, в Западной Сибири [Кирюхин, Толстихин, 1987]. Показанные на рис. 4.1 вертикальные вариации флюидного давления (истинного $P_{ист.}$ и приведенного $P_{прив.}$) отражают в обобщенном виде эмпирические данные по Саатлинской и другим глубоким скважинам Куринской впадины, рассмотренные в [Яковлев, 1999]. Обобщенный разрез бассейна представлен осадочным чехлом (О) и базитовым основанием (Б). В средних слоях чехла развита зона АВПД: на глубинах порядка 2,5-3 км истинное пластовое давление достигает сублитостатических значений, $P_{ист.} \cong P_{лит.} \cong$ 600-700 бар, а приведенное – абсолютного максимума, $P_{прив.} \cong$ 400 бар= = 4000 м водяного столба над уровнем моря. Ниже пьезомаксимума приведенное давление убывает с глубиной, отражая нарастающий вниз по разрезу отрицательный объемный эффект реакций гидратации базитов. Для сравнения, на том же графике показано распределение флюидного давления $P^{*}_{ист.}$, отвечающее классическим представлениям о вертикальной гидродинамической зональности, которые были заложены на рубеже 30–40-х годов в трудах Ф.А.Макаренко и Н.К.Игнатовича и широко использовались в дальнейшем [Киссин, 1967; Пиннекер, 1977, 1983; Холодов, 1983, 1995]. Согласно этому распространенному подходу, в нижнем гидрогеодинамическом этаже флюидное давление, как правило, равно геостатическому и флюиды, находясь в относительном покое, отжимаются в небольшом количестве в верхние песчано-глинистые слои чехла, а затем – из центра к периферии бассейна.

http://jurassic.ru/

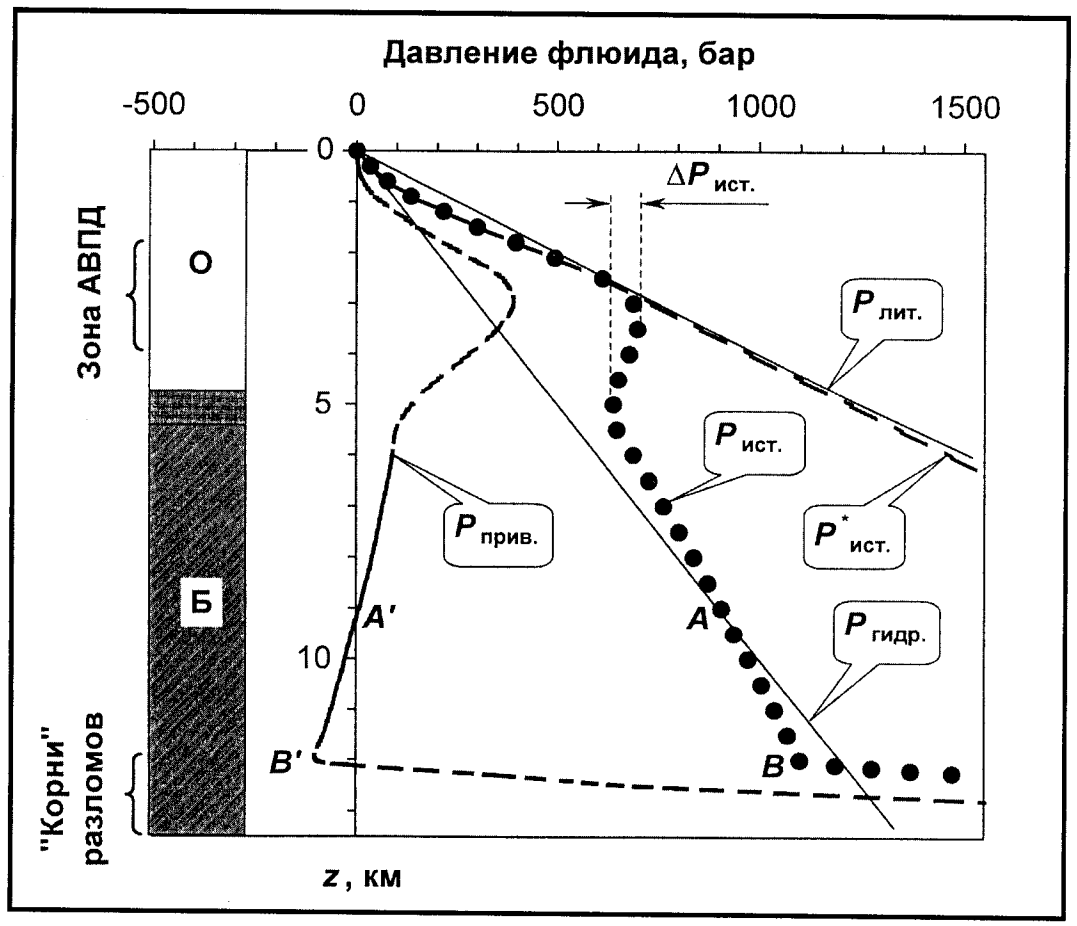


Рис. 4.1. Вертикальные вариации флюидного давления (истинного $P_{ист.}$ и приведенного $P_{прив.}$), характерные для элизионного бассейна, в котором терригенно-осадочный чехол (О) подстилается базитовым основанием (Б). Изменение литостатического давления $P_{лит}$ с глубиной рассчитано при плотности пород чехла 2,5 г/см^3 и основания 2,7 г/см^3. Гидростатическое давление $P_{гидр}$ соответствует плотности воды 1 г/см^3

Вертикальный градиент приведенного флюидного давления

$$I = \text{grad}P_{прив.} = 0{,}1\ v/k_ф \qquad (1)$$

отвечает закону Дарси

$$v = 10\ k_ф I, \qquad (2)$$

где множитель 10 означает перевод давления (в барах) в напор водяного столба (в метрах), скорость фильтрации v имеет величину порядка первых мм/год ($v \sim 10^{-10}$ м/с $\approx 10^{-5}$ м/сут), а коэффициент фильтрации $k_ф$ варьирует в широких пределах в зависимости от интегральной проницаемости разреза. В "песчаных дайках" осадочного чехла, сильнотрещиноватых породах (в зонах разуплотнения – контракционного, тектонического и т.п.), кавернозных известняках $k_ф$ может достигать 10–100 м/сут и более, а в основном объеме слабопроницаемых пород чехла и основания $k_ф$ не превышает 10^{-6}–10^{-7} м/сут [Гавич, 1983]. Таким образом, размах локальных значений $k_ф$ достигает 9 порядков величины, и породы проявляют свойство избирательной проницаемости, известной по названием "двойной пористости": поток флюидов развит во всем объеме пород, но основными его проводниками служат подчиненные по объему зоны повышенной проницаемости [Мироненко и др., 1980]. Эти зоны выполняют роль магистральных дрен, формирующих крупноячеистую структуру нисходящего в целом потока флюидов [Яковлев, 1999]. Если интегральное значение коэффициента фильтрации, определяющее проницаемость базитового субстрата для нисходящей М-инфильтрации флюидов, не превышает $k_ф \sim n\times10^{-5}$ м/сут $= n\times10^{-10}$ м/с, то есть превышает $k_ф$ пелитовых осадков примерно на один порядок величины [Гавич, 1983], то средневзвешенный градиент приведенного давления, определяемый по формуле (1), равен $I \cong -0{,}3 = -30$ бар/км. При таком темпе падения с глубиной истинное пластовое давление $P_{ист.}$ на некотором удалении от подошвы чехла пересекает линию нормального гидростатического давления $P_{гидр.}$ (точка A на рис. 4.1). Соответствующее приведенное давление $P_{прив.}$ пересекает ось ординат (точка A′ на рис. 4.1) и оказывается отрицательным, а пьезометрический уровень – ниже земной поверхности. В самом деле, околонулевые и даже отрицательные отметки пьезометрического уровня относительно дневной поверхности

http://jurassic.ru/

были зафиксированы под осадочным чехлом в некоторых глубоких скважинах Куринской впадины. В Саатлинской СГС флюидные давления в вулканогенном разрезе тоже близки к гидростатическим, а на глубине 8 км, вероятно, даже ниже таковых, судя по данным гидрогеологического каротажа [Яковлев, 1999].

Падение флюидного давления с глубиной ограничено гипсометрическим уровнем, на котором стенки открытых трещин теряют устойчивость. По данным некоторых исследователей, эта предельная глубина не превышает 7-8 км (В.И. Шаров, личное сообщение). При смыкании трещин оказавшийся в них флюид воспринимает на себя вес вышележащих пород и тектонические напряжения, отчего флюидное давление в системе замкнувшихся трещин уравнивается с литостатическим и даже может превышать его [Файф и др., 1981]. Верхняя граница этой (предполагаемой) зоны неустойчивого динамического равновесия отвечает перелому на диаграммах $P_{ист.}$ – в точке B и $P_{прив.}$ – в точке B'. В.И. Шаров, руководствуясь экспериментальными данными, пришел к выводу, что проницаемые разрывные дислокации в земной коре простираются не глубже указанного уровня, на котором из-за высокой литостатической нагрузки кристаллические породы разрушаются во всем своем объеме по механизму всестороннего сжатия. Таким образом, открытые разломы, играющие роль главных проводников нисходящего потока флюидов, должны быть ограничены снизу "корнями" – зоной дезинтеграции пород, ниже которых миграция флюидов по рассматриваемому механизму становится невозможной.

Оперативные наблюдения в Саатлинской СГС показали, что корни проводящих разломов не были достигнуты даже на глубине 8,3 км, где зияющие тектонические трещины сохраняли устойчивость и были проницаемыми для разжиженного глинистого раствора в течение, по крайней мере, нескольких месяцев после его первого поглощения, приведшего в 1985 г. к последней аварии. На рис. 4.1 кровля зоны смыкания открытых трещин показана (более или менее условно) на глубине ~12 км. Точка B' отмечает пьезоминимум, ограничивающий снизу область метаморфогенной инфильтрации флюидов.

Таким образом, пользуясь понятиями гидродинамики [Мироненко и др., 1980; Гавич, 1983], можно выделить главные зоны области М-инфильтрации. Зоной питания подземного стока служит осадочный чехол ниже пьезомаксимума (зоны АВПД). Базитовое основание является одновременно зоной транзита и разгрузки подземного стока (вплоть до кровли зоны неустойчивости трещин).

Пьезоминимум, отвечающий точке B', задает направленный вниз градиент приведенного давления $P_{прив.}$, определяя динамику миграции флюидов. Наряду с общей депрессией приведенного давления существует локальная депрессия истинного флюидного давления $P_{ист.}$ на контакте чехла с основанием, имеющая амплитуду $\Delta P_{ист.}$ ~ 70-100 бар (см. рис. 4.1). С ней связано изменение физико-химической обстановки миграции флюидов, темп которого (градиент $P_{ист.}$) особенно ощутим на сравнительно коротком отрезке пройденного пути в 1-2 км. Эта локальная депрессия может играть роль геохимического барьера, на котором погружающиеся газо-водные флюиды испытывают ощутимое фракционирование в результате декомпрессии.

Появление этой депрессии связано с различием интегральной проницаемости песчано-глинистых отложений чехла (вкрест простирания слоев) и трещиноватых пород основания (возможные значения проницаемости рассматривались выше). Вертикальная проницаемость чехла в значительной мере определяется низкой пропускной способностью преобладающих в разрезе глинистых слоев, тогда как проницаемость кристаллического основания контролируется высокой пропускной способностью разуплотненных зон. В целом осадочный чехол менее проницаем, чем кристаллическое основание, и различие значений их проницаемости может превосходить один порядок величины. В районе подошвы чехла градиент приведенного давления должен убывать обратно пропорционально увеличению проницаемости, не меняя своего знака – это следует из условия непрерывности фильтрационного потока [Гавич, 1983]. Градиент же истинного давления, изменяясь на ту же величину, способен изменить знак, что и служит причиной возникновения локального пьезоминимума.

В определении краевых условий М-инфильтрации, наряду с рассмотренными выше граничными условиями, важное значение имеет предельная продолжительность процесса τ. Эту величину можно оценить, исходя из максимальной "водовместимости" метаморфизуемой толщи базитов в объемном выражении $w \cong 30$ % об. = 0,3 (эта величина эквивалентна связыванию ~10 мас. % в минералах-гидратах конечных зеленых сланцев), мощности толщи $H \cong 10^4$ м и интегральной скорости М-инфильтрации $v \cong 1$ мм/год = 10^3 м/млн лет. Получаем: $\tau \cong H\,w\,/\,v = 3$ млн лет. Такая продолжительность процесса отвечает длительности периода наиболее интенсивного осадконакопления в молодых ОБ, подобных Куринской впадине, где за 2 млн лет, с акчагыльского века до настоящего времени, накопилась основная масса осадков мощностью до нескольких километров [Яковлев, 1999]. В этих условиях М-инфильтрация сопутствует элизионному процессу на всем его протяжении, полностью определяя флюидный режим глубоких слоев чехла и основания ОБ.

4.1.2.2. Катагенез осадков, метаморфизм базитов и эволюция элизионных флюидов

Развитие АВПД связано с главным рубежом катагенеза (эпигенеза) терригенных осадков – переходом глинистых минералов группы смектитов в гидрослю-

http://jurassic.ru/

ду (иллит) [Burst, 1959; Коссовская, 1960; Powers, 1967; Копелиович, 1969; Дриц, Копорулин, 1973; Холодов, 1983; Тимофеев и др., 1989; Дриц, Коссовская, 1990, 1991]. Этому переходу сопутствует дегидратация осадков: они теряют 10-15 мас. % кристаллизационной воды, причем плотность новообразованных минералов без учета объема пор отличается от плотности исходных незначительно, составляя ~2,5 г/см^3. Вода, отделяясь в поры (при повышении температуры) в условиях затрудненного оттока из все еще пластичных глин, воспринимает на себя литостатическую нагрузку, и поровое давление сравнивается с последней. Согласно общепринятой схеме, ниже зоны АВПД истинное флюидное давление может только расти с глубиной (см. график $P^*_{ист.}$ на рис. 4.1), постепенно релаксируя. В результате такой релаксации с течением геологического времени элизионный режим сменяется инфильтрационным, метеогенные воды "промывают" осадочный чехол все глубже, по мере консолидации пород, и нижняя граница инфильтрационной конвекции опускается до глубин 5-7 км.

Как было показано выше, в области М-инфильтрации флюидное давление меняется с глубиной иначе: ниже зоны АВПД оно непрерывно падает до подошвы чехла, затем приведенное давление продолжает убывать, а истинное начинает расти, немногим отличаясь от гидростатического в ту или иную сторону. При этом гидравлический градиент I по абсолютной величине достигает 1-1,5 (м водн. ст./м глубины) в нижней части чехла и 0,3 – в базитовом основании ОБ. При таких градиентах напора вода может фильтроваться даже через относительно водоупорные слои глин и значительную часть объема трещиноватых метаморфизующихся базитов со средней скоростью $v \sim 10^{-10}$ м/с $\approx n$ мм/год [Яковлев, 1999].

Нельзя не отметить, что отток флюидов из зоны АВПД возможен отчасти и вверх, в соответствии с градиентами давления в этой части разреза. Восходящая составляющая потока элизионных вод, несомненно, вносит свой вклад во флюидный баланс верхних слоев чехла, в которых водообмен более активен, чем в глубоких. Вместе с тем, общие изменения фильтрационных свойств в разрезе осадочного чехла, формирующегося на базитовом основании, предопределяют предпочтительную разгрузку элизионных флюидов вниз, а не вверх. Гидродинамическая раскрытость (интегральная проницаемость) чехла элизионного ОБ возрастает с глубиной по ряду причин.

Во–первых, из-за возрастающей с глубиной степени смятия и раздробленности пород растет и общее число вертикальных дрен подземных флюидов. Такими каналами служат тектонические нарушения, фациальные окна, несогласные контакты смятых в складки слоев разной проницаемости и разной степени дислоцированности, а также, отчасти, песчаные дайки. Последние, как упоминалось, формируются в зоне АВПД и погружаются вместе с вмещающими слоями [Холодов, 1983].

Во-вторых, пластичность пород, способность глин к вязкому течению в целом убывают с глубиной по мере их дегидратации и превращения в аргиллиты. Потому устойчивость "стенок" проводящих каналов растет с глубиной.

В-третьих, поверхностная разгрузка элизионных флюидов в краевых частях ОБ затруднена из-за специфического пространственного соотношения слоев, отмеченного В.Н.Холодовым: "в краевых частях депрессий каждый последующий пласт перекрывает предыдущий, выходы пластов-коллекторов на дневную поверхность отсутствуют и, в силу этого, в них преобладают уже не инфильтрационные, а элизионные процессы" [Холодов, 1998, с. 10].

Вклад фильтрационного потока (в том числе М-инфильтрации) седиментационных вод в перераспределение вещества ОБ и пространственная гидрохимическая зональность зависят от соотношения между адвективной и диффузионной формами массопереноса [Смирнов, 1971, 1974]. Для их сравнения оценим характерную вертикальную скорость диффузии v_D в подземных водах терригенного осадочного чехла. Эта скорость лимитируется ее минимальным значением в водном растворе глинистых слоев, где коэффициент молекулярной диффузии $D \sim 10^{-10}$ м^2/с [Смирнов, 1974]. Глубина h диффузионного проникновения вещества в неподвижной водной фазе горных пород за промежуток времени t равна:

$$h = 4\,(D\,t)^{1/2}. \qquad (3)$$

Поделив (3) на t, получаем среднюю скорость диффузии за это время:

$$v_D = h/t = 4\,(D/t)^{1/2}. \qquad (4)$$

Для малых времен, порядка $t_1 \sim 10^4$–10^5 лет и максимальной длительности процесса $t_2 \sim n \cdot 10^6$ лет из (4) находим $v_D \sim (2–7)\times10^{-11}$ м/с и $v_D \sim 4\times10^{-12}$ м/с, соответственно. Эти значения на один-два порядка величины уступают характерной скорости М-инфильтрации. Следовательно, при формировании осадочного чехла диффузия играет заметную роль в перераспределении вещества в водной фазе лишь в процессе диагенеза и на начальной стадии катагенеза, когда флюидное давление в осадках сравнительно невелико. С формированием АВПД гидродинамический режим разреза ОБ резко меняется: начинается нисходящая М-инфильтрация, которая очень быстро подавляет диффузионный массоперенос. Возникновение флюидной адвекции ощутимо сказывается на физико-химическом состоянии системы, на направлении и ходе катагенетических преобразований: согласно принципу Ле-Шателье, отток газо- водных флюидов из области протекания реакций гидрослюдизации является необходимым условием протекания самих реакций [Копелиович, 1965; Холодов, 1983; Тимофеев и др., 1989].

http://jurassic.ru/

Не менее важное значение имеет специфическое распределение флюидного давления при М-инфильтрации для разложения рассеянных в глине карбонатов – процессе, определяющем важнейшие черты литогенеза, такие как фугитивность углекислоты, щелочно-кислотные свойства водно-породных систем, миграционная способность металлов [Файф и др., 1981; Холодов, 1983, 1995; Шварцев, 1982, 1991; Крайнов, Швец, 1992]. Разложение карбонатов протекает путем их гидролиза по схеме [Киссин, Пахомов, 1969]:

$$[CaCO_3]_{тв.} + H_2O \Leftrightarrow [Ca(OH)_2]_{водн.} + OH^- + CO_2\uparrow. \quad (5)$$

При высоком парциальном давлении CO_2 равновесие в этой реакции смещается влево, и рассеянные карбонаты сохраняют устойчивость вплоть до высших ступеней метаморфизма. Такая ситуация типична для закрытых систем. Если же система открыта и углекислота удаляется из нее, реакция (5) идет слева направо. Диффузионный механизм переноса даже за 1 млн лет не способен обеспечить заметный вынос CO_2 из литифицируемой осадочной тощи мощностью в несколько сотен метров и более [Смирнов, 1971, 1974]. Фильтрационный механизм такой вынос обеспечить может, поскольку при скорости *n* мм/год поток флюидов проходит за 1 млн лет путь, равный *n* км.

Как упоминалось, инфильтрующийся в базиты элизионный флюид представляет собой гетерогенную газово-жидкую смесь. Вышеупомянутая депрессия $\Delta P_{ист.}$ ~ –100 бар на контакте чехла с основанием не может не влиять на состав инфильтрующегося флюида, играя роль геохимического барьера гидродинамической природы. Глубокая декомпрессия гетерогенного флюида способствует отделению из него жидких углеводородов, свободной газовой фазы за счет растворенных CO_2, CH_4 и его гомологов, H_2S, металлоорганических соединений и других компонентов, чувствительных к изменению давления. Поскольку плотность спонтанных газов и жидких УВ меньше, чем у воды, они, отделяясь в спонтанную фазу, могут беспрепятственно накапливаться в декомпрессионной зоне, формируя газово-упругий режим фильтрации флюида, разделяющегося на фазы.

Миновав указанный геохимический барьер и освободившись, в той или иной степени, от газов и других компонентов, водный раствор попадает в чуждую для него среду изначально "сухих" базитов, по отношению к которым он обладает высокой агрессивностью. Начинается его интенсивное взаимодействие с базитами при низком отношении реагирующих масс вода/порода. На высокую интенсивность взаимодействия "базальт–вода" указывают результаты лабораторных экспериментов [Seifried et al., 1978; Lasaga, 1984; Crovisier et al., 1987] и изучения природных гидротермалитов [Набоко, Главатских, 1983; Пампура, 1985]. Эти исследования показали, что базальты претерпевают вторичные изменения особенно интенсивно (по сравнению, например, с долеритом или диабазом), поскольку содержат большое количество стекла, обладающего высокой растворимостью. Преобразование пород всегда проходит через стадию полного растворения всех первичных минералов, в том числе, фенокристаллов, причем растворение идет по линейному закону, с постоянной скоростью, пропорциональной площади поверхности растворяемых агрегетов. Образование оторочки вторичных минералов не препятствует гидротермальному процессу, т.к. при свободном росте в первичном поровом пространстве она обладает значительной пористостью и не создает диффузионного барьера на пути реагентов к поверхности растворяемого первичного минерала. Коэффициент вторичной пористости в продуктах гидротермального изменения базальтов варьирует от 5 до 20-30 % [Ерощев-Шак, 1992].

Главный результат взаимодействия элизионных вод с базитами – концентрирование раствора по пути его миграции в глубь многокилометровой толщи метабазитов за счет поглощения растворителя. По количественным оценкам, основанным на распределении дейтерия химически связанной воды в вулканогенном разрезе, исходные Cl-Na воды с содержанием кальция 15 экв. % преобразуются, проникая на глубину 10 км, в хлоридные натриево-кальциевые или кальциевые рассолы с минерализацией более 110-120 г/л [Яковлев, 1999]. Из этих оценок следует, что метаморфизм базитов может рассматриваться как процесс, способный конкурировать с трансэвапоризацией (поверхностным испарением) в формировании рассолов хлоркальциевого типа. Их насыщение кальцием есть результат ионного обмена $Na_{раствор} \Leftrightarrow Ca_{породы}$, который происходит при взаимодействии раствора с алюмосиликатами, их гидролизе, например, при деанортизации плагиоклазов [Шварцев, 1982, 1991]. Такой механизм подземного "упаривания" вод в хлоркальциевые рассолы в результате связывания воды породами может объяснить широкую распространенность этих рассолов в земной коре, которая до сих пор остается загадкой [Смирнов, 1971, 1974; Пиннекер, 1982; Посохов, 1985; Крайнов, Швец, 1992]. Данные о многократном концетрировании морской воды в результате взаимодействия с океаническими базальтами в гидротермальных циркуляционных системах [Henley, Ellis, 1983] поддерживают эту гипотезу. О такого рода концентрировании водных растворов говорят и результаты компьютерного термодинамического моделирования взаимодействия базальта с морской водой, которые показывают, что при полном изменении породного матрикса поглощение воды во вторичных минералах достигает величины 6-13 % от массы исходной породы [Гричук и др., 1985; Силантьев и др., 1992].

4.1.3. Нетрадиционные подходы к оценке влияния флюидов на образование скоплений углеводородов

В настоящее время, как и в далеком прошлом, не стихает спор между сторонниками биогенной (осадочно-миграционной) и абиогенной концепций происхож-

http://jurassic.ru/

дения УВ – нефти и газа. К числу фактов, которые не находили объяснения с позиций осадочно-миграционной концепции, относятся многочисленные скопления УВ, в том числе крупные и гигантские, найденные в изначально лишенных органического вещества (ОВ) кристаллических комплексах. Защитники неорганической концепции используют этот факт как один из аргументов в пользу абиогенного синтеза УВ в глубоких слоях литосферы. К числу месторождений, запасы которых полностью или частично связаны с кристаллическими породами, относятся: 89 нефтяных и 11 газовых месторождений Сиртского бассейна (Ливия); более 50 крупных месторождений и залежей УВ, выявленных в кристаллическом основании и параплатформенных породах палеозоя Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна [Порфирьев, Клочко, 1982]; такие скопления-гиганты и сверхгиганты, как Пис-Ривер (8,25 млрд т. нефти) в Канаде, Хьюготон-Пэнхендл (2 трл м^3 газа и 223 млн т. нефти) в США, Ла-Пас (222 млн т. нефти) и Мара (104 млн т.) в Венесуэле, Кармополис (150 млн т. нефти) в Бразилии [Краюшкин, 1984]; месторождения УВ в главных нефтегазоносных провинциях Японии Акита и Ниигата, приуроченных к метавулканическому поясу Зеленых Туфов [Kikuchi et al., 1991]; месторождение Белый Тигр и другие на Вьетнамском шельфе южно-китайского моря, где нефть сосредоточена в массивах гранитоидов [Арешев и др., 199]; промышленные скопления нефти в фундаменте Днепрово-Донецкой впадины (Хухрянское, Юньевское); нефтепроявления в рифейских складчатых комплексах Тимана и коре выветривания архейско-нижнепротерозойского возраста в пределах Непско-Ботуобинской антеклизы Сибирской платформы; упоминавшиеся выше нефтегазопроявления в архейско-протерозойском фундаменте юго-восточной части Восточно-Европейской платформы [Лаврушко, 1988; Степанов и др., 1982] и многие другие.

При использовании изотопно-геохимических индикаторов – "трассеров" миграции УВ выявляются отчетливые признаки участия флюидов осадочного чехла в формировании скоплений УВ и попутных рассолов в фундаменте, в том числе метабазитовом [Nakano et al., 1989]. Во всем вулканогенном разрезе Саатлинской сверхглубокой скважины установлено присутствие рассеянной органики, причем ее содержание растет с глубиной [Шихалибейли и др., 1988]. С развитием нисходящей фильтрации неогеновых пластовых флюидов связывается предполагаемая нефтегазоносность вулканитов мезозоя и доальпийских отложений Куринской впадины [Кременецкий и др.,1987].

Такие данные и выводы, вытекающие из них, не укладывались в традиционные представления сторонников органического происхождения нефти, которые рассматривали либо восходящую миграцию флюидов, либо латеральную, "боковую". Собственно нисходящая инфильтрация флюидов из чехла в фундамент казалась "гидродинамически запрещенной". Возможность М-инфильтрации элизионных флюидов снимает этот запрет. Укрепляя позиции осадочно-миграционной концепции, метаморфогенный механизм тепломассопереноса вносит в нее ряд существенных дополнений, отражающих специфику флюидного и термического режима ОБ на базитовом основании.

Таблица 4.1 иллюстрирует последовательность основных фаз преобразования РОВ и генерации УВ [Неручев и др., 1976] и отвечающих этим фазам стадий литогенеза и формирования состава газоводных флюидов в песчано-глинистых отложениях элизионных бассейнов [Холодов, 1983, 1995]. Преобразование РОВ протекает в четыре стадии (фазы), различающиеся продуктивностью и составом производных РОВ. На ранней стадии, в ходе диагенеза происходит превращение 18 % РОВ в воду с подчиненным количеством битумоидов и газа (главным образом, CO_2, H_2S и УВ). Следующая стадия отвечает раннему катагенезу и главной фазе нефтеобразования (ГФН); ее отличает максимальная потеря породами РОВ (27 % исходной массы) на фоне развития АВПД за счет гидрослюдизации глин. Преобразующиеся глины интенсивно выделяют воду. На этой стадии продуцируется почти вся нефть (за счет 7 % РОВ) и наибольшее количество водорастворенного ОВ (около 15 % РОВ). Небольшую часть водорастворенной органики (от 5 до10 %) составляют УВ [Валуконис, Ходьков, 1978]. Третья стадия отвечает главной фазе газообразования (ГФГ), отличающейся резким преобладанием газов в числе продуктов преобразования органики, причем метан и углекислота составляют в них 94 %; вмещающие породы испытывают дальнейшую дегидратацию. В зоне затухания процессов нефте- и газообразования, растянутой на многие километры в глубь разреза, продуцируется дополнительно 6 % (от исходной массы РОВ) газа, в основном CO_2. Образовавшаяся вода насыщается кремнеземом и другими компонентами вмещающих пород.

В общей сложности, на рассмотренных стадиях преобразования осадков теряется около 65 % исходной рассеянной органики, сохранившейся в ходе начального диагенеза. В числе продуктов разложения РОВ битумоиды и УВ составляют 55 %, CO_2 – 17,5 %, H_2O – 12,5 %, H_2S – 3,1 %; остальные 12 % представлены кислородом, азотом и другими реакционноспособными компонентами.

Эмигрирующий из осадков флюид представляет собой газовожидкую смесь, и УВ переносятся в ее составе в водорастворенном и свободном виде [Белецкая, Сергеенок, 1977; Козлов и др., 1977; Барс, 1981; Холодов, 1983]. При этом скопления УВ могут как образовываться, так и разрушаться, в зависимости от гидрогеологических, геотектонических, геоструктурных, геохимических и микробиологических особенностей разреза [Зорькин, 1985; Лаврушко, 1988]. Попытаемся выяснить, при каких условиях М-инфильтрация элизионных флюидов способ-

http://jurassic.ru/

Таблица 4.1.

Стадийность преобразования РОВ, генерации УВ [Неручев и др., 1976], литогенеза и формирования газоводных флюидов в элизионном ОБ [Холодов, 1983, 1995].

Фаза изменений РОВ, *PT*-условия, интервал глубин Δz	Соотношение генерируемых производных и общая потеря РОВ, % от исходной массы РОВ		Стадии литогенеза и формирования флюидов
Начальная фаза нефтеобразования T = 20 – 80 °C P_{max} = 420 – 540 бар Δz = 0,2 – 2 км	H_2O	7,7	Диагенез; *углекислотно-сероводородная*
	битумоид	4	
	CO_2	2,6	
	H_2S	1,4	
	$УВ_{газ}$	1,3	
	O_2	0,8	
	NH_4	0,2	
	Суммарная потеря	18	
ГФН – главная фаза нефтеобразования T = 80 – 160 °C P_{max} = 830 – 940 бар Δz = 2 – 3,7 км	Нефть	7,2	Катагенез, гидрослюдизация смектитов (зона АВПД); *битумоидно-нефтяная*
	$УВ_{газ}$	1-2	
	остаточный битумоид пород	2,9	
	Водорастворенное ОВ	14,9-15,9	
	Суммарная потеря	27	
ГФГ – главная фаза газообразования T = 160 – 220 °C P_{max} = 1255 – 1350 бар Δz = 3,7 – 5 км	CH_4	9,1	Катагенез, дегидратация глин; *дегидратационная и углеводороно-сероводородная*
	CO_2	2,3	
	H_2S	0,4	
	N_2	0,3	
	H_2	следы	
	Суммарная потеря	12,1	
Фаза затухания процессов нефте-газообразования T > 220 °C P > 1255 – 1350 бар Δz = 5 – 9 км	CO_2	5,9	Катагенез; *углекисло-сероводородно-кремнекислая*
	$УВ_{газ}$	0,4	
	H_2S	0,1	
	H_2	следы	
	Суммарная потеря	6,4	

Курсивом выделены стадии формирования флюидов

ствует формированию глубинных залежей УВ в ОБ с базитовым основанием.

Из таблицы 4.1 нетрудно видеть, что в чехле ОБ на базитовом основании только в начальной фазе нефтеобразования, предшествующей развитию АВПД, водно-породная система не испытывает прямого гидродинамического влияния нисходящей М-инфильтрации. Для остальных же фаз такое влияние существенно, и оно может определять основные особенности конечного распределения нефти и газа в разрезе.

Наиболее наглядно это влияние выражается в выносе обогащенных органикой флюидов из зоны АВПД вниз. Флюид, генерируемый на главных стадиях преобразования рассеянной органики (ГФН и ГФГ), может содержать две жидкие фазы (водный раствор и нефть) и газовую. Физические свойства этих фаз (прежде всего, плотность и вязкость) различаются очень сильно, способствуя их дифференциальной подвижности. В вышеназванной зоне декомпрессии, развитой вблизи контакта чехла с основанием, где амплитуда депрессии $\Delta P_{ист.}$ может достигать ~ –100 бар, капельно-жидкая нефть (микронефть) и газ гетерогенного флюида, благодаря своей высокой плавучести, стремятся всплыть в направлении снижения истинного давления. Необходимо специально отметить, что в верхней части декомпрессионной зоны нефть и газ мигрируют с опережением водной фазы в направлении к местному минимуму истинного давления, как бы "всплывая" в воде (в классическом смысле закона Архимеда), но не вверх, а сверху вниз, тогда как ниже пьезоминимума они всплывают, как обычно, снизу вверх, двигаясь уже навстречу водной фазе.

http://jurassic.ru/

Наиболее часто встречающиеся значения расчетных скоростей вертикального всплывания нефти составляют 10-100 м/год [Валуконис, Ходьков, 1978]. Максимальные локальные значения скорости фильтрации подземных вод в реальных условиях М-инфильтрации, вычисленные по геотермическим данным, не превышают первых см/год [Яковлев, 1999]. Стало быть, скорость опережающего или встречного всплывания нефти превосходит скорость нисходящего потока воды по абсолютной величине на несколько порядков, и силы плавучести способны удерживать нефть и газ в неподвижном положении вблизи пьезоминимума до тех пор, пока он существует.

Благодаря рассмотренной кинематике гетерофазного потока, в декомпрессионной зоне создается своеобразная гидродинамическая ловушка, или зона первичной аккумуляции УВ. Залежь должна зарождаться в этой ловушке в виде спорадических "ядер аккумуляции", маркирующих участки наиболее интенсивного притока элизионных флюидов к самым крупным дренам-коллекторам, в частности к разломам. Разрастаясь по площади и сливаясь между собою, ядра аккумуляции могут образовывать более или менее крупную первичную залежь. Эта первичная залежь должна увеличиваться в поперечнике таким образом, чтобы ее внешние контуры повторяли изолинии истинного давления. Таким образом, залежь может наращиваться в обе стороны от пьезоминимума в соответствии с вертикальными градиентами истинного давления, причем наиболее легкая газовая фаза должна формировать ее ядро, а нефть – наружное обрамление.

В осадочном чехле могут работать и другие процессы, управляющие первичным распределением УВ. Большое значение для первичной миграции нефти в чехле играет капиллярное выдавливание битумоидов из глинистых слоев в пласты-коллекторы. Этот процесс управляется перепадом капиллярного давления между глинами и песчаниками, который может достигать 10^5–10^7 кгс/см^2 [Валуконис, Ходьков, 1978]. Наряду с этим, газоводный флюид, фильтрующийся через многослойную песчано-глинистую толщу, при его выходе из глинистого слоя в смежный пласт-коллектор каждый раз испытывает частичное фракционирование, известное как "ретроградная конденсация" нефти, растворенной в газовой фазе [Katz, Kurata, 1940]. Эти механизмы весьма эффективны, но проявляются, как правило, локально. В масштабах чехла их следует рассматривать как второстепенные процессы, наложенные на нисходящую в целом М-инфильтрацию флюидов из зоны ГФН, совпадающей с зоной АВПД, с их декомпрессионным фракционированием и фиксацией УВ в депрессионной ловушке, приуроченной к контакту чехла с основанием.

Значительная часть ОВ переносится в составе водного раствора мимо зоны декомпрессии, в глубь базитового основания. Как видно из табл. 4.1, масса водорастворенного ОВ примерно вдвое превосходит массу углеводородов, генерированных на ГФН. Примечательно, что при средней мощности осадочного чехла ≤5 км, характерной для большинства платформенных бассейнов, РОВ вмещающих пород не может достичь термических рубежей главных фаз нефтегазообразования (T > 80 °С – см. табл. 4.1), если геотермический градиент не превышает 20 °С/км. Такие значения градиента характерны для большинства ОБ [Смирнов, 1985]. Следовательно, "незрелое" органическое вещество, из которого синтезируются УВ, может достичь указанных рубежей только в водорастворенной форме, перемещаясь в глубь базитового основания вместе с водой. Высокая растворимость органики способствует такому ее переносу.

В подземных водах растворено в среднем 50 мг/л $C_{орг.}$, а в ОБ, отличающихся высокой нефтегазоносностью, содержание $C_{орг.}$ в пластовых водах может достигать нескольких грамм на литр [Швец, 1973]. Так, в центральной и северо-западной частях Западно-Сибирского ОБ содержание одних только жирных кислот в подземных водах превышает 1 г/л [Матусевич, 1976]. Повышенные температуры способствуют усиленному растворению жидких УВ. При охлаждении от 220 до 60°С каждый кубометр насыщенной углеводородами воды может выделить свыше 80 г/л УВ в свободную фазу, в том числе: толуола 46, бензола 28, ксилола 11 г/л [Валуконис, Ходьков, 1978].

В условиях нисходящей М-инфильтрации погружение раствора навстречу растущим температурам не способствует выходу растворенной органики в свободную фазу. Вместе с тем, вышеупомянутый процесс концентрирования элизионных растворов приводит к полной потере ими растворенной органики вследствие ее выпадения из ра-

Таблица 4.2.

Количество циклогексана (мг/100 г воды), выделившегося из дистиллированной воды при смешении ее с раствором хлористого натрия [Валуконис, Ходьков, 1978]

Концентрация раствора NaCl, г/л	Температура, °С			
	50	100	150	200
50	10	15	45	200
100	12	18	55	320
150	14	22	70	440
200	16	26	95	550
300	20	34	140	750

http://jurassic.ru/

створа. Высокая эффективность этого механизма видна из экспериментальных данных по смешению насыщенной циклогексаном пресной воды с растворами NaCl (табл. 4.2) [Валуконис, Ходьков, 1978]. Из этих данных следует, что эффект высаливания существенно усиливается с ростом температуры и минерализации раствора.

Не только количество, но и состав извлекаемого из воды ОВ зависит от температуры, которая служит главным фактором термокаталитических процессов синтеза УВ. Как упоминалось, при низких значениях геотермического градиента и мощности чехла в пределах 5 км только водорастворенное ОВ может переместиться в область температур, отвечающих ГФН и ГФГ, благодаря М-инфильтрации элизионных вод, достигающей глубин не менее 8,3 км. Термокаталитический синтез УВ из водорастворенного ОВ протекает достаточно интенсивно при повышенных температурах [Валуконис, Ходьков, 1978; Welhan, 1988], в частности путем гидрогенизации органических кислот [Швец, 1983]. Поскольку именно М-инфильтрация флюидов служит причиной сильного охлаждения разреза, есть все основания предполагать, что генерация крупных скоплений УВ, накопившихся в "холодном" осадочном чехле, могла происходить только путем "дозревания" водорастворенной органики, вынесенной из чехла в толщу базитов метаморфогенным потоком.

На рис. 4.2 показаны возможные варианты деформации геотемпературного поля нисходящей флюидной адвекцией и ее влияние на положение границ ГФН и ГФГ в разрезе ОБ на базитовом основании. Эти оценки выполнены для стационарного распределения температур в условиях адвективно-кондуктивного теплопереноса в слое мощностью H = 12 км, в соответствии с уравнением теплопроводности

$$T'' - \alpha T' = 0, \qquad (6)$$

где

$$\alpha = c\rho v/\lambda, \qquad (7)$$

$c\rho$ – удельная теплоемкость и плотность воды, $c\rho = 4{,}2\times10^6$ Дж/м^3/°К;

λ – коэффициент теплопроводности среды, $\lambda = 2$ Вт/м/°К;

v – скорость адвекции, $v \equiv 0{,}n–n$ мм/год $\cong (0{,}1–1)\times \times10^{-10}$ м/с.

Решение уравнения (6) отыскивалось при следующих граничных условиях:

$$T(0) = T_0 = 10\ ^\circ\text{C}, \qquad (8)$$

$$\lambda T'(H) = q_0, \qquad (9)$$

где q_0 – плотность кондуктивного теплового потока на подошве возмущенного слоя. Решение (6), аналогичное приведенному в работе [Огильви, 1959], имеет вид:

$$T = T_0 - \frac{q_0}{c\rho v}\frac{e^{\alpha z} - 1}{e^{\alpha H}} \qquad (10)$$

На график $T–z$ (см. рис. 4.2) нанесена "классическая линия", характеризующая распределение температур в 5-километровом осадочном разрезе, вмещающем главные фазы нефтегазообразования, в соответствии с традиционной схемой генерации УВ (см. табл. 4.1). Эта термограмма имеет слабовогнутую форму (в масштабе графика незаметную), отвечающую средней скорости осадконакопления (т.е., нисходящей породной адвекции) $v = 0{,}n$ мм/год = $0{,}n$ км/млн лет при плотности глубинного теплового потока $q_0 = 100$ мВт/м^2. Такие значения q_0 характерны для ОБ с напряженным геотермическим режимом. К их числу относится, например, Паннонский бассейн – "горячее пятно" Европы. Остальные три термограммы характеризуют возможные вариации геотемператур при нисходящей флюидно-породной (а не только породной) адвекции в реальном диапазоне скоростей $v = 0{,}n–n$ мм/год и умеренном глубинном тепловом потоке $q_0 =$ 40 мВт/м^2, типичном для большинства молодых впадин [Смирнов, 1980; Smirnov et al., 1995]. Из этого графика видно, что при скорости адвекции порядка 1 мм/год, свойственной для М-инфильтрации флюидов, средний геотермический градиент составляет примерно 20 °С/км и температурный диапазон ГФН (80–160 °С) оказывается смещенным в интервал глубин 6–11 км.

Таким образом, в условиях метаморфогенной фильтрации флюидов из чехла умеренной мощности в базитовое основание ОБ процессы катагенеза осадков протекают при пониженных температурах и не могут обеспечить полноценное "вызревание" РОВ и синтез УВ. Такой синтез происходит в глубоких зонах основания ОБ, где водорастворенная органика нагревается до температур, отвечающих ГФН и ГФГ. Продуцированные в метабазитах нефть, газ и другие свободные фазы, извлекаемые из водных растворов, всплывают навстречу инфильтрующимся водам и достигая декомпрессионной зоны удерживаются в ней, как было показано выше. Таким образом, *вблизи контакта осадочного чехла с базитовым основанием ОБ формируется первичная нефтегазовая залежь, генерированная в базитах путем преобразования водорастворенного ОВ, извлеченного из осадочных пород.*

По мере завершения процессов метаморфизма базитового основания или/и диа-катагенеза осадочного чехла и, соответственно, затухания М-инфильтрации, депрессионная ловушка будет релаксировать, и сформировавшаяся в ней нефтегазовая залежь "первичной аккумуляции" перераспределится в ближайшие структурные ловушки, образуя залежи "вторичной аккумуляции". Рассмотренный механизм формирования глубинных залежей УВ отображен на схеме (рис. 4.3), где показаны особенности эволюции и перераспределения ОВ в метаморфогенном потоке: движение элизионных флюидов по контакту чехла с базитовым основанием к крупному тектоническому нарушению, их декомпрессионное фракционирование, термокаталитический синтез и выделение нефти и газа из раствора в толще базитов и фиксация всплывающих

http://jurassic.ru/

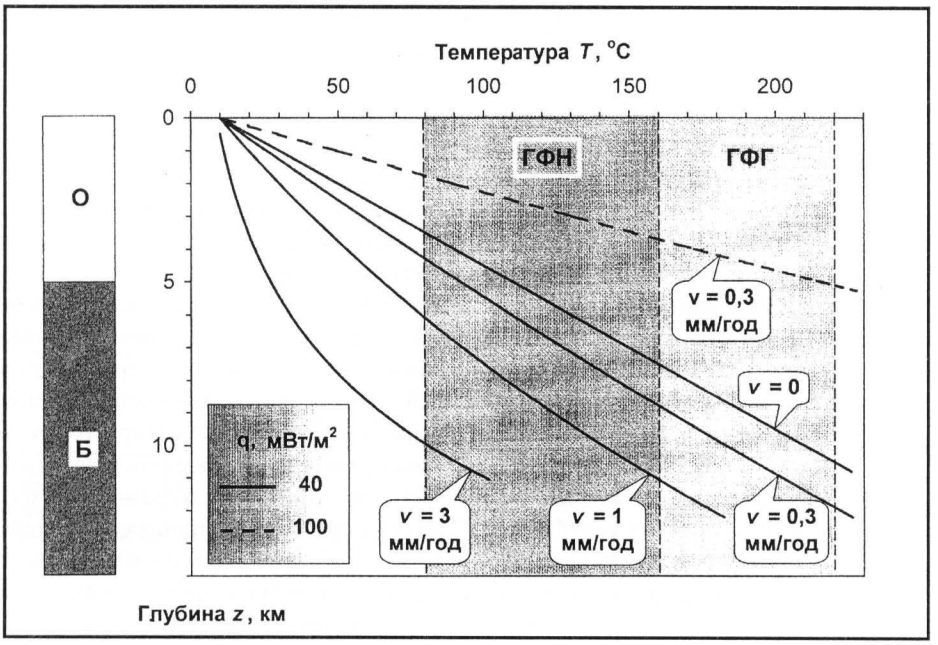


Рис. 4.2. Вариации глубинных температур в осадочном бассейне (О) с меланократовым основанием (Б) при различных скоростях нисходящей флюидно-породной адвекции v, достигающей глубины 12 км, и различных плотностях глубинного теплового потока q. Расчеты выполнены по формуле (10); показаны температурные интервалы главной фазы нефтеобразования (ГФН) и главной фазы газообразования (ГФГ)

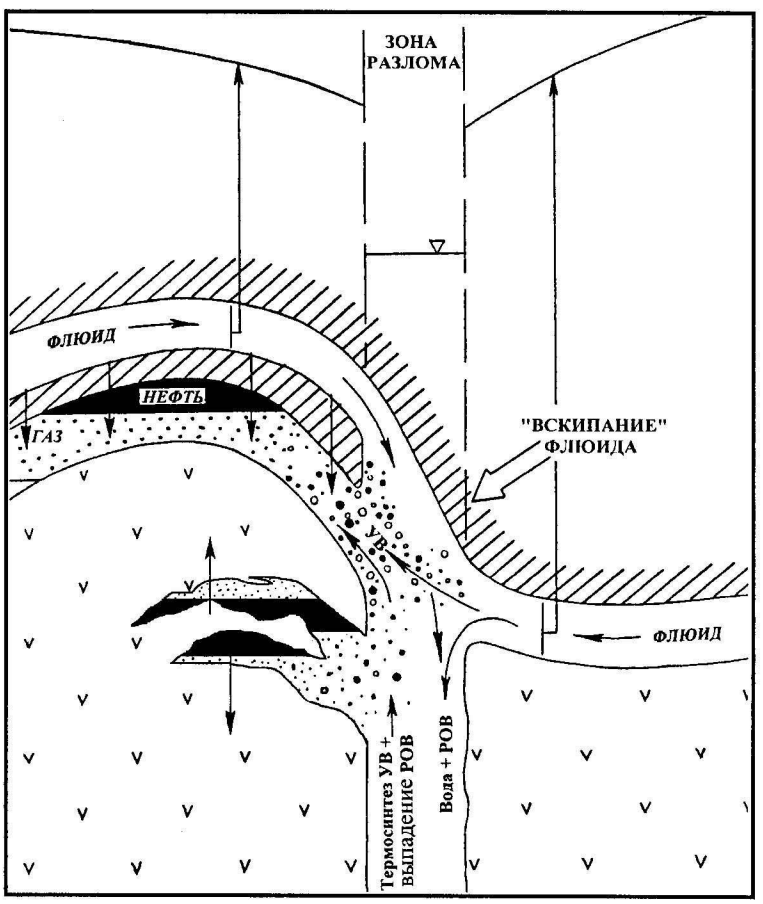


Рис. 4.3. Схема образования первичной углеводородной залежи в декомпрессионной зоне, вскрываемой крупным разломом в базитовом основании осадочного бассейна. Показана возможность образования нефтяной шапки над газовым ядром залежи в нижних горизонтах чехла и коллекторах основания

http://jurassic.ru/

УВ в структурных ловушках, расположенных вблизи зоны декомпрессии.

Достаточно надежными признаками предложенного механизма формирования скоплений УВ в ОБ с базитовым основанием могут служить изотопно-геохимические индикаторы. Например, изотопный состав углерода, гелия и аргона в пластовых газах крупных месторождений севера Западной Сибири (Уренгой и др.) указывает на образование значительной их части на глубинах свыше 8 км, т.е. в кристаллическом фундаменте бассейна [Прасолов, 1990]. Именно на этих участках скопления газов глубинной генерации под чехлом развиты метабазиты рифтогенного (тафрогенного) комплекса [Цейслер и др., 1984], которые подвергались гидратации, очевидно, с участием вод кайнозойского осадочного чехла.

Пример Западной Сибири – один из многих, свидетельствующих о гигантских масштабах перераспределения и переработки органического вещества в недрах осадочных бассейнов. Возможность широких проявлений нисходящей М-инфильтрации снимает потребность в углубленной разработке концепции мантийного источника УВ, которая не выдерживает критики, построенной на изотопно-геохимических критериях. Так, массовое изучение изотопного состава метана и его гомологов (наряду с инертными газами, CO_2 и H_2) в подземных флюидах океанических и континентальных гидротермальных систем и активных континентальных окраин, отличающихся высокой мантийной активностью, показало, что почти весь метан возник путем термокаталитического синтеза из ОВ осадочных пород [Welhan, 1988; Poreda et al., 1988].

Рассмотренный механизм образования скоплений УВ, по-видимому, снимает также и вопрос об источнике энергии, необходимой для реализации классической схемы эволюции РОВ, положенной в основу осадочно-миграционной концепции происхождения нефти. Неясность в этом вопросе оставляла возможность для альтернативных объяснений генезиса нефти. Рассмотренная схема показывает, что если глубинное тепло не поступает в осадочный чехол в количестве, достаточном для преобразования РОВ, то это не мешает водорастворенному ОВ получить нужное тепло, опускаясь в более прогретые недра кристаллического фундамента.

4.2. Термический режим осадочных бассейнов

4.2.1. Основные факторы геоэнергетического баланса

Термический режим осадочного бассейна есть отражение его энергетического состояния, обусловленного процессами генерации, переноса и поглощения тепла (джоулевой теплоты). Количественными оценками энергетических эффектов геологических процессов занимались многие исследователи. Некоторые из них, анализируя структуру планетарного энергетического баланса, предложили его количественное выражение [Поляк и др., 1972; Кропоткин, Поляк, 1973; Сорохтин, 1977; Iriyama, 1977]. Феноменологический подход к изучению геоэнергетического баланса предполагает: "1) систематизацию геологических процессов с точки зрения принципиальной роли каждого из них в энергетическом балансе; 2) дифференциацию этих процессов в свете пространственно-временных особенностей их проявления; 3) их количественную характеристику" [Поляк и др., 1972, с. 8]. Предложенная в цитированной работе общая схема геоэнергетического баланса (рис. 4.4) показывает соотношение процессов генерации, перераспределения и потерь тепла Земли как между собой, так и по отношению к другим формам энергии. Согласно этой схеме, в геоэнергетическом балансе участвуют три группы процессов: а) первичные источники внутриземной энергии, б) промежуточные стадии ее трансформации в геологических процессах (в том числе в латентные формы, пополняющие скрытый резерв внутриземной энергии), в) формы ее конечного расхода (отдачи в космическое пространство).

К первичным источникам относят распад радиоактивных элементов, поглощение Землей космического нейтринного потока, замедление вращения Земли, рост ее массы, гравитационную дифференциацию ее вещества и уменьшение радиуса (из-за возможного влияния космических факторов или роста плотности в процессе дифференциации). Самыми мощными из них являются гравитационная дифференциация и радиоактивный распад (остальные источники вносят в приходную часть геоэнергетического баланса гораздо меньший вклад). Именно эти процессы формируют практически весь глубинный тепловой поток.

В коре, однако, гравитационная дифференциация вещества происходит лишь спорадически (например, галокинез) и почти не влияет на ее термический режим, в отличие от радиоактивности. Наряду с последней, в формировании этого режима участвуют и процессы, относимые к промежуточным стадиям трансформации внутриземной энергии. Это фазово-химические превращения и деформации как скалывающего типа (сдвиговые), так и всестороннего сжатия. Помимо них, термическое состояние ОБ зависит в той или иной мере от нестационарности геотемпературного поля и различных механизмов теплопереноса – кондуктивного и адвективного. Среди этих процессов, приводящих к изменению внутренней энергии вещества, П.Н. Кропоткин, основываясь на теоретических оценках, выдвинул на первое место образование более плотных минералов и пород под действием растущего давления (литостатической нагрузки). Рассматривая тепловой эффект сдвиговых деформаций, он объединил в этот большой класс все процессы, протекающие под воздействием внешнего источника энергии – работы дислокационных сил. В этих процессах происходит превращение механической энергии главным образом в скры-

http://jurassic.ru/



Рис. 4.4. Общая структура энергетического баланса Земли (сплошные стрелки – основные направления превращения энергии, пунктирные – второстепенные направления) [Поляк и др., 1972]

тую теплоту фазовых превращений (плавления); в тепловую форму переходит лишь малая часть совершаемой работы внешних сил. К таким же выводам приходят и другие исследователи [Поляк, 1988]. Для горных пород понижение точки плавления составляет около 175 °С на 1000 ат избыточного (по сравнению с флюидным) давления в твердой фазе. Очевидно, столь же сильное каталитическое действие оказывают сдвиговые деформации и на другие эндотермические процессы преобразования вещества, например, реакции регионального метаморфизма погружения. Таким образом, деформации всестороннего сжатия и сдвига (сколового типа) оказывают взаимодополняющее стимулирующее влияние на энергоемкие процессы вещественных превращений (литогенеза). В различных процессах литогенеза может поглощаться или выделяться количество тепла, соизмеримое с величиной эндогенного теплового потока [Зверев, Поляк, 1970; Добрецов и др., 1972; Тимофеев и др., 1981; Юсупова, 1992].

Вынос внутриземного тепла в атмосферу происходит в масштабах планеты преимущественно кондуктивным путем (см. рис. 4.4). Всего лишь 5,8 % планетарных теплопотерь приходится на поверхностную разгрузку продуктов вулканической деятельности и гидротерм, обеспечивающую адвективный вынос тепла в атмосферу.

В областях с вертикальными флюидными течениями регионального масштаба, в том числе в ОБ, перенос глубинного тепла в атмосферу может существенно стимулироваться или, наоборот, затрудняться. Особенно сильно влияние адвекции на кондуктивную теплопередачу сказывается на начальной стадии возбуждения массопотока (погружение бассейна, фильтрация элизионных флюидов и т.п.), когда геотемпературное поле существенно нестационарно. В этих условиях значительная часть энергетического баланса приходится на изменение теплосодержания (энтальпии или внутренней энергии) охваченной возмущением среды.

4.2.2. Отражение параметров термического режима в уравнении баланса энергии

Более детальное количественное исследование рассмотренных составляющих геоэнергетического баланса, или термического режима того или иного осадочного бассейна может выполняться с помощью уравнения

http://jurassic.ru/

сохранения энергии. Это уравнение должно содержать только значимые компоненты общего баланса, набор которых может меняться в зависимости от геологической ситуации. В большинстве случаев исчерпывающую характеристику термического режима (состояния) ОБ можно получить с помощью уравнения баланса энергии в следующем виде:

$$\nabla \mathbf{q} - A = -\partial(\rho_{\text{п}} e_{\text{п}})/\partial t. \qquad (11)$$

Здесь $\mathbf{q}$ – плотность потока энергии, A – объемная теплогенерация (теплопоглощение), или суммарная мощность всех видов тепловых источников (стоков); $\rho_{\text{п}}$ и $e_{\text{п}}$ – плотность и удельная внутренняя энергия среды (флюидонасыщенных пород). Вектор плотности потока энергии $\mathbf{q}$ состоит из кондуктивной $\mathbf{q}_{\text{c}}$ и адвективной $\mathbf{q}_{\text{a}}$ составляющих:

$$\mathbf{q} = \mathbf{q}_{\text{c}} + \mathbf{q}_{\text{a}}, \qquad (12)$$

$$\mathbf{q}_{\text{c}} = -\lambda_{\text{п}} \nabla T, \qquad (13)$$

$$\mathbf{q}_{\text{a}} = \rho_{\text{в}}\, \mathbf{v}\, h_{\text{в}}, \qquad (14)$$

где T – температура, $\lambda_{\text{п}}$ – коэффициент теплопроводности среды, $\rho_{\text{в}}$ и $h_{\text{в}}$ – плотность и энтальпия воды (условного "нормирующего" теплоносителя).

Параметр $\mathbf{v}$ представляет собой "эффективную" скорость адвекции (потока массы), характеризующую суммарный вклад флюидных токов и тектонических движений в адвективный теплоперенос. Если флюид, имеющий плотность $\rho_{\text{в}}$ и удельную теплоемкость $c_{\text{в}}$, фильтруется со скоростью $\mathbf{v}_{\text{в}}$, а флюидонасыщенная порода, имеющая плотность $\rho_{\text{п}}$ и удельную теплоемкость $c_{\text{п}}$, движется со скоростью $\mathbf{v}_{\text{п}}$ (это может быть скорость осадконакопления, меняющаяся с глубиной из-за уплотнения пород в ходе литогенеза), то суммарный вклад вертикальной адвекции $\mathrm{div}\mathbf{q}_{\text{a}}$ в тепловой баланс в системе декартовых координат, неподвижной относительно земной поверхности, равен

$$\mathrm{div}\ \mathbf{q}_{\text{a}} = \rho_{\text{в}}\mathbf{v}_{\text{в}}\ \mathrm{grad}\ h_{\text{в}} + \mathrm{div}(\rho_{\text{п}}\mathbf{v}_{\text{п}}\, h_{\text{п}}), \qquad (15)$$

где $\rho_{\text{в}}\mathbf{v}_{\text{в}}$ и $\rho_{\text{п}}\mathbf{v}_{\text{п}}$ – плотность фильтрационного потока и потока массы породы, соответственно; $h_{\text{п}}$ – удельная энтальпия породы. Представление величины q_a в форме произведения (14) дает выражение того же суммарного энергетического эффекта флюидно-породной адвекции через эффективную (условную) скорость адвекции воды v. Подставляя (14) в (15), получаем:

$$v = v_{\text{в}} + v_{\text{п}}\ (c_{\text{п}}\rho_{\text{п}})/(c_{\text{в}}\rho_{\text{в}}). \qquad (16)$$

Удобство такой формы представления эффективной скорости как расчетной величины объясняется тем, что в обычных условиях (в отсутствии фазовых переходов) объемная теплоемкость $c_{\text{в}}\rho_{\text{в}}$ воды, главного компонента подземных флюидов, практически не меняется с глубиной: $c_{\text{в}}\rho_{\text{в}} = 1$ кал/(см^3·К) = 4,19Ч10^6 Дж/(м^3·К). Введение этого постоянного множителя упрощает вычисление v.

В работе [Де Гроот, Мазур, 1960] подчеркивается различная физическая природа кондуктивной и адвективной форм переноса энергии. Закон Фурье (13) показывает, что поток тепла, передаваемый кондуктивным путем, всегда направлен от более прогретых участков среды к менее прогретым. В то же время, из выражения (14) следует, что адвективный поток энергии (энтальпии) может быть ориентирован относительно вектора теплового потока произвольно. Следовательно, суммарный поток энергии (12) при достаточно больших скоростях адвекции также может быть направлен в любую сторону относительно градиента температуры, даже от холодного к горячему. Однако адвективный поток энергии при постоянной скорости движения теплоносителя не вызывает кардинального перераспределения внутренней энергии (и в частности, перестройки температурного поля). Адвекция ослабляет или усиливает кондуктивную теплопередачу, соответственно уменьшая или увеличивая градиент температуры, влияя на абсолютную величину потока тепла, но не на его знак. Намного сложнее может оказаться влияние адвекции на термический режим среды, если скорость переменна в пространстве. Случаи, когда происходит накопление (потеря) массы в системе с подвижным теплоносителем, требуют особенно тщательного анализа на базе уравнения с переменной скоростью (11), дополненного уравнением баланса массы. Решение такой комплексной задачи аналитическим путем сопряжено с большими математическими трудностями и его целесообразно искать численными методами.

При изучении термического режима ОБ запись уравнения баланса массы необходима во всех случаях, когда физико-химические превращения сопряжены со значительным выносом или перераспределением вещества в изучаемом разрезе. Раскрывая производную в правой части (11), получаем:

$$\partial(\rho_{\text{п}} e_{\text{п}})/\partial t = \rho_{\text{п}}\partial e_{\text{п}}/\partial t + e_{\text{п}}\partial\rho_{\text{п}}/\partial t = \\ = \rho_{\text{п}} c_{\text{п}}\partial T/\partial t + e_{\text{п}}\partial\rho_{\text{п}}/\partial t, \qquad (17)$$

где использовано определение теплоемкости

$$c_{\text{п}} = \partial e_{\text{п}}/\partial T. \qquad (18)$$

Отсюда видно, что приращение внутренней энергии (энтальпии) в единичном объеме среды состоит из двух слагаемых. Первое характеризует собственно термический эффект процессов производства и переноса энергии. Второе же слагаемое описывает приращение энергии за счет уплотнения среды. Это уплотнение может проявляться как в физико-химическом преобразовании породного матрикса, о чем говорилось выше, так и во всестороннем сжатии среды, не сопровождающемся изменением ее фазового состава (минерального парагенезиса). Величина последней составляющей геоэнергетического баланса может быть оценена при целенаправленном изучении термического режима конкретных ОБ путем численного решения уравнения теплопроводности с сохранением нестационарного члена в уравнении (11).

http://jurassic.ru/

4.3. Методы изучения флюидного и термического режимов осадочных бассенов

4.3.1. Основные понятия

Как было показано выше, флюидный и термический режимы ОБ тесно взаимосвязаны. Они отражают совокупность сопряженных, взаимообусловленных процессов тепломассопереноса (в частности, флюидного) и физических эффектов взаимодействия вода-порода. С одной стороны, вклады переносимого флюидами потока энергии и теплового эффекта взаимодействия вода-порода в геоэнергетический баланс определяются, соответственно, плотностью флюидного массопотока и темпом генерации (поглощения) флюидов. С другой стороны, темп генерации (поглощения) флюида-теплоносителя в ходе преобразования пород, регулирующий локальные скорости и интегральную плотность массы флюидного потока, зависит от температуры, структурно-геологических условий и темпов поглощения (выделения) теплоты в системе. Существование такой причинно-следственной связи делает необходимым и возможным определение параметров флюидного режима по геотермическим данным и, наоборот, параметров термического режима на основе гидродинамических данных.

Подземные флюиды обычно представляют собой газо-водную смесь, фазовый состав которой in situ определяется давлением P и температурой T (P-T условиями). Газовые компоненты распределены между водным раствором и спонтанной газообразной фазой в пропорциях, определяемых при данных P и T коэффициентами их растворимости. Наряду с водной и газовой фазами во флюиде может присутствовать нефть, образуя самостоятельную жидкую фазу. В этом случае число флюидных фаз может достигать трех. Общие закономерности изменения фазового состава и физических свойств вод подземной гидросферы отражены на схеме вертикальной гидрофизической зональности земной коры [Кононов, Ильин, 1971].

Под флюидным режимом ОБ понимаются пространственно-временные вариации флюидосодержания (водоносности, пористости) пород чехла и фундамента, состава и скорости миграции подземных флюидов. С целью выявления закономерностей этих вариаций строится ретроспективная гидрогеологическая модель ОБ. Данная модель призвана также охарактеризовать механизмы формирования емкостных и фильтрационных свойств пород, главные источники флюидов, физико-химические условия их формирования и миграции, движущие силы флюидных течений на обозримых этапах геологического развития ОБ.

Многообразие проявлений геологической деятельности воды делает возможным использование для изучения флюидного режима недр обширного комплекса методов исследований как самих флюидов, так и вмещающих пород, а также геотермического поля, отражающего термический режим ОБ.

Под термическим режимом недр понимается совокупность пространственно-временных вариаций (в масштабах геологического времени) температуры, плотности глубинного теплового потока и соотношения между основными компонентами энергетического баланса.

Глубинный тепловой поток (его плотность обозначается q_0) есть количество энергии, передаваемое чисто кондуктивным путем в единицу времени через ту или иную реально существующую или условно выделяемую глубинную границу (в неподвижной относительно этой границы среде). В качестве такой границы принято рассматривать либо раздел Мохоровичича, либо подошву литосферы; в некоторых случаях ее природа или положение в разрезе не поддаются определению. Эта неоднозначность связана с тем, что астеносфера выделяется глубинными геофизическими исследованиями не повсеместно. Кроме того, литосфера, в отличие от коры, получает разные характеристики, и прежде всего мощность, в зависимости от критериев, положенных в основу ее выделения. Поэтому понятие "глубинный тепловой поток" может приобретать различный смысл в зависимости от глубинного строения литосферы в данном регионе. При наличии астеносферы ее кровля характеризуется изотермой солидуса T_s и, являясь рубежом фазового перехода, служит для вышележащей литосферы реальной физической границей первого рода с фиксированной температурой T_s как функцией времени и географических координат. При этом раздел Мохо не отличается от других внутренних границ литосферы, через которые тепловой поток передается без изменения; все они относятся к пассивным в геотермическом смысле границам третьего рода, трассирующим скачкообразные изменения теплопроводности и других теплофизических свойств среды в разрезе литосферы. Однако при отсутствии астеносферы контрастный раздел Мохо, регистрируемый сейсмическими методами, является глубинной границей, выделение которой оправдано при изучении геотермического поля: она может рассматриваться в качестве нижней границы второго рода, через которую в кору поступает тепловой поток q_0, являющийся функцией времени и географических координат.

В системе координат, неподвижной относительно земной поверхности, энергетический баланс складывается из четырех компонент, отражающих вклад в него процессов переноса, трансформации и накопления энергии. К ним относятся:

– кондуктивный теплоперенос, выраженный в виде потока тепла, пропорционального, согласно закону Фурье, градиенту температуры и направленного в противоположную сторону;

– адвективный теплоперенос, выраженный в виде потока внутренней энергии, или энтальпии (тепловой

http://jurassic.ru/

функции, по терминологии [Ландау, Лифшиц, 1986]), обеспечиваемый макроскопическим массопотоком теплоносителя – движением флюидов относительно породного матрикса (флюидной адвекцией) и/или перемещением самой системы порода-флюид, т.е. тектоническими движениями (породной адвекцией) относительно верхней или нижней границы среды;

– теплогенерация (теплопоглощение) – тепловой эффект, или мощность физических (главным образом, ядерных) и физико-химических процессов, пропорциональный массе продуцируемого вещества и подчиняющийся основным законам радиохимии и термохимии – закону радиоактивного распада Резерфорда-Содди и закону Гесса, определяющему тепловой эффект химической реакции;

– положительное или отрицательное приращение удельной (т.е., приходящейся на единицу массы) внутренней энергии во времени за счет изменения температуры или/и теплоемкости среды; внутренняя энергия единицы объема среды может также изменяться за счет приращения ее плотности (в частности, в результате накопления или потери массы в открытой системе).

4.3.2. Классификация методов изучения флюидного и термического режимов

Исследования флюидного и термического режимов осадочного бассейна проводятся на трех взаимосвязанных уровнях: 1) получение первичной информации, 2) интерпретация первичных данных, полученных различными методами, и 3) синтез полученных результатов в виде гидрогеологической и геотермической моделей ОБ (или синтетической модели тепломассопереноса).

При получении первичной информации методы делятся на прямые и косвенные.

Объектами прямого изучения флюидного режима служат как подземные флюиды, опробуемые в поверхностных проявлениях (источниках, грязевых вулканах и др.) и буровых скважинах, так и порово-трещинное пространство вмещающих пород. К этой группе методов относятся:

– собственно режимные наблюдения в скважинах за положением пьезометрической поверхности и показателями газового и солевого состава подземных вод различных водоносных горизонтов, отражающими короткопериодические колебания в поле механических напряжений и флюидных давлений или апериодические техногенные возмущения в подземной гидросфере; колебания параметров флюидного режима могут быть связаны с процессами сейсмогенерации и должны рассматриваться в этом случае как вариации "гидрогенно-геодеформационного (ГГД) поля" [Вартанян, Куликов, 1982] или "метаморфогенно-деформационного (МД) поля" [Яковлев, 1999]); апериодические возмущения могут быть вызваны интенсивной эксплуатацией подземных вод;

– гидрогеологический каротаж буровых скважин, позволяющий оперативно выявлять в ходе бурения водоносные интервалы и дающий представление о распределении флюидных давлений по глубине в естественных условиях, не нарушенных бурением;

– поинтервальное гидрогеологическое опробование скважин с помощью пластоиспытателей и опытно-фильтрационные работы на устье скважины, позволяющие отобрать пробы пластовых флюидов и определить гидродинамические параметры водоносных зон – пластовое давление и интегральную проницаемость пород (водопроводимость опробованных интервалов);

– опробование поверхностных флюидопроявлений (источников, грязевых вулканов, газовых струй и др.) или искусственных каптажей, выполняемое с целью изучения химического и изотопного состава флюидов (или их отдельных фаз), спонтанно или принудительно разгружающихся на поверхности Земли;

– макро- и микроскопическая характеристика порово-трещинного пространства в образцах каменного материала, дающая представление о механизмах формирования и структуре этого пространства, емкостных свойствах и интегральной проницаемости изучаемого разреза.

Пробы подземных флюидов изучаются на месте отбора (для определения неустойчивых показателей водного раствора – pH, Eh, содержаний ряда компонентов) и в лаборатории с целью определения их фазового, элементного и изотопного состава.

Прямыми методами изучаются следующие характеристики термического режима:

– короткопериодические колебания температуры t, обусловленные влиянием атмосферных циклов в приповерхностном "нейтральном слое" и процессов сейсмогенерации в зонах гидродинамического влияния активных разломов (режимная термометрия);

– распределение температуры t в разрезах скважин (термокаротаж, дискретная термометрия);

– тепловые свойства образцов горных пород и минералов – коэффициент теплопроводности (λ), теплоемкость (c) и температуропроводность (a) (помимо традиционных методов теплового источника для определения λ и калориметрии для определения c, разработан уникальный по своим возможностям и эффективности метод оптического сканирования, дающий синхронное определение пространственных компонент λ и a по заданным профилям в образце, а затем – расчетную величину c [Попов и др., 1985]);

– плотность теплового потока на дневной поверхности (поверхностная инфракрасная (ИК) съемка территорий).

Объектами косвенного изучения флюидного режима ОБ являются геотемпературное поле и матрикс флюидоносных пород. Породы исследуются как в условиях их залегания in situ (путем глубинных сейсмических исследований, геофизического каротажа буровых сква-

http://jurassic.ru/

жин и макроскопического изучения естественных обнажений), так и в отдельных образцах (в кернохранилище и лаборатории).

Глубинные сейсмические исследования выполняются с целью выявления физических неоднородностей в глубоких зонах земной коры, не охваченных бурением. Эти неоднородности могут быть связаны с вариациями химического состава пород или физического состояния системы порода-флюид, которое определяется в значительной мере структурой порово-трещинного пространства и, соответственно, флюидоносностью разреза. Метод отраженных волн (МОВ) и глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ) могут использоваться для выявления глубокозалегающих флюидоносных зон, представляющих собой крупные структурные (сейсмические) неоднородности с высокой отражающей и/или преломляющей способностями.

Среди методов геофизических исследований скважин (ГИС) наиболее эффективными для изучения параметров флюидного режима являются:

– различные виды электрокаротажа (метод кажущихся сопротивлений и др.), гамма-каротаж, акустический и другие виды каротажа, выявляющие водоносные зоны и относительные водоупоры по контрастным вариациям физического состояния среды или плотности радиоактивных излучений;

– кавернометрия, регистрирующая обводненные зоны в трещиноватых скальных породах, которые проявляют себя обрушением стенок (увеличением диаметра) необсаженного ствола;

– непрерывный термокаротаж и дискретная (с небольшим шагом по глубине) термометрия, позволяющие выявить водоносные интервалы (по результатам многократных измерений нестационарного распределения температур, нарушенного бурением), а также определить скорости вертикальных флюидных течений в околоскважинном пространстве (по естественному распределению температур, восстановленному по окончании бурения).

При изучении флюидного режима визуальные и инструментальные (лабораторные) исследования проб каменного материала нацелены на получение качественных и количественных характеристик породного матрикса, к которым относятся:

– макро- и микроскопические петрографические характеристики главным образом вторичных структурно-минеральных образований (аутигенных минералов в осадочных породах, вторичной трещиноватости, сутуро-стилолитовых швов, каверн выщелачивания, карста и т.п.), которые могут служить признаками миграции минералообразующих растворов, разновременной локализации флюидных течений, указывать на их связь со структурно-вещественными преобразованиями вмещающих пород, в особенности с генерацией и химическим связыванием воды, углекислоты и других флюидообразующих компонентов;

– физико-механические (прочностные и деформационные) свойства пород, чувствительные к структурно-вещественным преобразованиям динамической системы порода-флюид;

– фазовый, химический и изотопный составы пород, минеральных групп, флюидных включений и отдельных минералов, дающие представление об источниках подземных флюидов и физико-химических (P-T) условиях их формирования, миграции и локализации (в замкнутых порах).

Комплекс методов изучения флюидных включений (методы термобарогеохимии, рамановское микроопробование, лазерное импульсное микроопробование и др.) по существу решаемых задач входит в особую категорию синтетических исследований, нацеленных на реконструкцию флюидного и термического режимов флюидоносной системы ОБ в геологическом прошлом. Эти методы являются прямыми в отношении изучаемых флюидов, сохранившихся во включениях, и косвенными в отношении реставрируемой термической истории вмещающих пород.

Помимо изучения флюидных включений, к косвенным и большей частью синтетическим методам палеореконструкций относятся методы определения P-T условий минералообразования по изотопному составу вторичных минералов, содержаниям в породе и химическому составу минералов-термометров (индекс-минералов вторичных ассоциаций), элементному и компонентному составу, физическим свойствам рассеянного органического вещества пород (отражательная способность витринита, состав и степень зрелости битумов, углей и др.). Изотопные методы помогают восстановить действовавшие в прошлом источники вещества и механизмы тепломассопереноса в изучаемом разрезе.

Интерпретация первичных данных, полученных с помощью перечисленных методов, выполняется по известным принципам, разработанным и постоянно совершенствуемым в соответствующих отраслях геологии – геофизике, геохимии, петрологии, литологии, инженерной геологии и промысловой (инженерной) гидрогеологии. При комплексном использовании этих методов интерпретация разнородных данных упрощается, так как появляется возможность перекрестного контроля неоднозначных частных выводов по данным, полученным различными методами, и выработки единой, непротиворечивой концепции или рабочей гипотезы. Такой подход способствует построению наиболее достоверных синтетических моделей тепломассопереноса в разрезе изучаемого бассейна.

При разработке гидрогеологической и геотермической моделей (синтетической модели тепломассопереноса) территориальные границы изучаемого геоблока, фрагмента литосферы (земной коры) определяются индивидуально для каждого ОБ и корректируются в зависимости от его геоструктурного плана, литолого-фациальной,

http://jurassic.ru/

формационной, геохимической зональности, нефтегазоносности, истории геологического развития, а также особенностей флюидного и термического режимов, выявляемых в ходе региональных построений и палеореконструкций. В общем случае целесообразно расширять границы изучаемого объекта по мере построения модели, включая в него геоструктурные элементы все более высокого порядка, сходные между собой на тех или иных этапах геологического прошлого по наиболее существенным и малоизученным особенностям флюидного и термического режимов недр. В конечном счете объект моделирования может быть представлен крупным регионом, включающим, помимо ОБ, также и его горное обрамление, которое составляет (или некогда составляло) вместе с моделируемым ОБ единую часть подвижной или консолидированной коры.

Ниже рассмотрены некоторые из перечисленных методов получения первичных данных и принципы их интерпретации при построении модели, которые не были систематически освещены в общедоступных научных изданиях.

Среди них – методика проведения комплексного исследования, в основу которого положен метод гидрогеологического каротажа, наиболее полно реализованный на двух объектах сверхглубокого бурения – Кольской и Саатлинской скважинах [Боревский и др., 1984; Яковлев, 1999]. На примере Саатлинской сверхглубокой скважины (СГ-1) рассмотрена методика гидрогеологической стратификации разреза. Кроме того, специальное внимание уделено методическим основам решения ряда частных задач гидрогеологического моделирования ОБ:

– оценке направления флюидного потока и темпов концентрирования водного раствора по изотопным данным (δD в разрезе СГ-1);

– определению вертикальных вариаций скорости флюидной адвекции по геотермическим данным (T, λ, q в разрезе СГ-1);

– инструментальным методам изучения образцов каменного материала;

– анализу пространственных вариаций интегральной проницаемости пород путем структурно-фациального анализа разбуренного разреза ОБ;

– реконструкции развития флюидного и термического режимов ОБ с помощью изотопно-геохимических индикаторов (на примере рудного поля Мурунтау).

4.3.3. Методы изучения флюидного режима

4.3.3.1. Гидрогеологический каротаж

Гидрогеологический каротаж – это комплекс оперативных методов определения параметров флюидного режима, реализуемых при проходке скважины. Данный комплекс был впервые предложен В.Д. Безродновым в 1971 г. и применен на Кольской и Саатлинской сверхглубоких скважинах [Боревский и др., 1984; Яковлев, 1999]. Он включает мониторинг физико-химических параметров бурового раствора (метод ОС) и режимные наблюдения на устье скважины.

4.3.3.1.1. Мониторинг физико-химических параметров бурового раствора (метод ОС)

Метод ОС предназначен для оперативной регистрации в процессе бурения скважины изменений физико-химических параметров бурового раствора, обусловленных его смешением с пластовым флюидом при вскрытии водоносных коллекторов. В число регистрируемых параметров, в общем случае, входят химические (концентрации ряда макро- и микрокомпонентов, pH и Eh), температурные и параметры физических свойств бурового раствора (плотность, вязкость, водоотдача).

Необходимость в методе ОС объясняется двумя соображениями. Во-первых, оперативный контроль параметров промывочной жидкости позволяет дать своевременный прогноз состояния ствола, подзабойного пространства и гидрогеологических условий дальнейшей проходки скважины. Как показала практика, реализация метода ОС позволяет прогнозировать возможные осложнения, связанные с проходкой ослабленных водонасыщенных зон, при положении забоя на 5-10 м выше их кровли и заблаговременно принять предохранительные меры. Во-вторых, по мере построения гидрогеологической модели околоскважинного пространства требования к методике (видам, срокам, объемам, последовательности и точности) получения первичной информации другими методами могут корректироваться, и реализация метода ОС позволяет сделать это своевременно.

Выбор регистрируемых параметров

Изменение в процессе бурения физико-химических параметров промывочной жидкости может быть вызвано двумя основными причинами: либо введением в нее активных добавок (СМАД, ОКСИЛ, УЩР, соды и т.д.), либо смешением бурового раствора с пластовым флюидом (такое смешение происходит при вскрытии скважиной не только зон водопритоков, но и тех водоносных интервалов, поглощавших глинистый раствор еще до вскрытия, когда забой приближался к их кровле).

Для эффективной реализации метода ОС на конкретной скважине помимо традиционно регистрируемых в ходе бурения параметров физических свойств промывочной жидкости (плотность, вязкость, водоотдача) следует выбрать такие подлежащие регистрации химические параметры, по которым флюиды могут наиболее контрастно отличаться от бурового раствора и которые могут лишь незначительно изменяться при подъеме его смеси с пластовым флюидом к устью скважины за счет снижения температуры, химического (катионный обмен и др.) или физического (адсорбция и др.) взаимодействия со стенками скважины, химических реакций с ко-

http://jurassic.ru/

лонной бурильных труб. Не рекомендуется регистрировать те параметры, которые чувствительны к внесению в промывочную жидкость технологических добавок, регулирующих ее вязкость, щелочность и другие свойства.

Кроме того, выбор регистрируемых химических параметров (помимо pH, Eh) зависит от способа их определения – аналитического (турбодиметрия, титрование) или инструментального (потенциометрия). Для использования аналитических методов существуют ограничения, которые довольно редко выполняются: исследуемая жидкость (фугат или фильтрат бурового раствора) должна быть достаточно прозрачной и слабоокрашенной. Если жидкость пригодна для этого, то в ней аналитически могут быть оперативно определены концентрации следующих макрокомпонентов: Cl^-, HCO_3, SO_4^{--}, Mg^{++}, Ca^{++}, CO_3^{--}, CO_2.

Однако ряд технологических добавок (например, ОКСИЛ) окрашивают фугат (фильтрат) в темно-коричневый, черный цвета. При этом методы титрования и турбодиметрии не удается использовать, и необходимо прибегнуть к инструментальному определению. С этой целью применяют потенциометр (pH-метр), снабженный ион-селективными электродами. Промышленностью выпускаются электроды на ограниченный ряд макро- (Cl^-, SO_4^{++}, Ca^{++}, Na^+ и др.) и микрокомпонентов (I^-, Br^-, F^- и др.), что ограничивает возможный выбор регистрируемых параметров.

Тем не менее, как показала практика работ на Саатлинской сверхглубокой скважине [Яковлев, 1999], существуют, по крайней мере, два химических параметра, которые могут легко и оперативно регистрироваться (инструментально и аналитически) непосредственно на месте и которые, как правило, удовлетворяют указанным условиям, – это концентрации хлора и йода. Серия лабораторных экспериментов, осуществленных в 1972-1975 гг. под руководством В.Д. Безроднова, показала, что на концентрацию ионов хлора и йода в глинистом растворе вводимые добавки не оказывают заметного влияния [Боревский и др., 1984]. Поэтому вскрытие скважиной водоносных интервалов, отличающихся повышенным содержанием этих ионов в пластовых водах, должно фиксироваться по всплескам концентраций Cl и I в буровом растворе. Осложенения в использовании хлор-иона могут возникнуть лишь при внесении в буровой раствор хлор-содержащих добавок или при проходке скважиной соленосных (с хлоридами) осадков.

Выбор способа регистрации химических параметров

Наиболее предпочтительным является инструментальное (потенциометрическое) определение химических параметров промывочной жидкости, т.к. оно достаточно универсально и позволяет в значительной степени автоматизировать процесс ОС. Кроме того, использование ион-селективных электродов позволяет в ряде случаев определять концентрации компонентов непосредственно в глинистом растворе, что существенно сокращает продолжительность всего цикла определений, а значит повышает их точность, учитывая неустойчивость многих показателей промывочной жидкости.

Однако ион-селективные электроды имеют ряд конструктивных недостатков, которые снижают эффективность их использования. В частности, они не могут применяться в тех случаях, когда промывочная жидкость содержит органические и другие вещества, образующие на мембране электрода нерастворимые пленки и осадки.

Для продления срока эффективной службы электродов целесообразно отгонять на центрифуге из пробы глинистого раствора фугат на определение химических показателей. При необходимости фугат может быть дополнительно отфильтрован с целью удаления пленки органических веществ и тонкой взвеси. Кроме того, использованные электроды желательно каждый раз тщательно промывать и хранить в специальных растворах или дистиллированной воде (в соответствии с инструкцией к каждому из них). Несмотря на указанные мероприятия, электроды за короткий срок (недели–месяцы) могут терять чувствительность, становясь пригодными лишь для полуколичественного контроля соответствующих показателей или полностью выходят из строя. В подобных случаях следует прибегнуть к упомянутым аналитическим определениям химических показателей промывочной жидкости, если она достаточно прозрачна и слабо окрашена.

Кроме того, аналитические исследования, если они возможны, следует проводить в контрольных пробах, отбираемых через каждые 50-100 м проходки скважины для получения более полной информации о растворе. В фугате (фильтрате) контрольных проб помимо основных, постоянно регистрируемых компонентов целесообразно определять K, Rb, Na, Li, Sr, Cs (минимальный объем пробы фугата 200 мл), тяжелые металлы (подкисленная до pH = –1...–3 проба фугата объемом 200 мл), а также сухой остаток. Контрольные пробы фугата (фильтрата) направляют на анализ в стационарную химическую лабораторию.

Частота отбора проб

Пробы промывочной жидкости на ОС следует отбирать регулярно, в зависимости от условий проходки скважины (глубины и скорости углубления забоя, частоты рейсов, мощности водоносных зон и др.), но не реже, чем через каждые 5-10 м проходки. В случаях, когда данные ОС свидетельствуют о приближении забоя к водоносной зоне (зоне разлома, пласту, линзе вод), шаг отбора проб следует сократить до 1-2 м, не доходя 5-20 м до забоя. Это позволит не только детально определить положение кровли и другие характеристики водоносной зоны, но и осуществить превентивные мероприятия, снижающие вероятность аварии при вскрытии ослабленных коллекторов.

http://jurassic.ru/

При прохождении водоносной зоны целесообразно сохранять сокращенный шаг отбора проб; при выходе из нее шаг может быть увеличен до прежних значений. В пределах водоносной зоны физические параметры раствора можно определять с частотой отбора проб, имевшей место до вскрытия зоны.

Порядок работы

При проведении большинства оперативных исследований, к числу которых относится метод ОС, за основу берется дифференциальный принцип, состоящий в фиксации параметров бурового раствора на его входе и выходе из скважины с последующим определением разницы зафиксированных значений. Именно эта разница обусловлена процессами, происходящими, в основном, на забое скважины, в частности притоком пластового флюида или поглощением промывочной жидкости. Поэтому с указанным выше шагом по глубине проходки скважины последовательно, с рассчитанными заранее "интервалом запаздывания" отбирают две пробы раствора: на входе и на выходе. Интервал запаздывания τ – это продолжительность прохождения раствором двойной глубины скважины с момента отбора первой пробы, равная, ч:

$$\tau = \pi(\rho_в^2 - \rho_н^2 + R^2)H/Q\,, \qquad (1)$$

где $\rho_в$ и $\rho_н$ – внутренний и наружный радиусы колонны бурильных труб, м; R – средневзвешенный по глубине радиус скважины, м; H – средняя глубина забоя в период между двумя отборами пробы, м; Q – производительность бурового насоса, м^3/ч. Средневзвешенный радиус скважины равен

$$R^2 = (\Sigma r_i^2 h_i)/H\,, \qquad (2)$$

где r_i – радиус скважины (или внутренний радиус обсадной колонны) на i-ом интервале глубин длиной h_i, м. Средняя глубина забоя

$$H = 0{,}5(H_t + H_{t+\tau}), \qquad (3)$$

где H_t – глубина забоя на момент t отбора пробы; $H_{t+\tau}$ – то же на момент $(t+\tau)$ отбора второй пробы.

Непосредственно при отборе каждой пробы измеряется температура бурового раствора обычным термометром с точностью до 0,1 °С.

Физические параметры раствора – плотность, вязкость, водоотдача – определяются сразу после отбора пробы по стандартной методике. Параллельно с этим другая часть пробы подвергается, при необходимости, разделению на центрифуге типа ЦЛ-6000, которое может занимать от 10-20 мин до 1-2 час (в зависимости от свойств бурового раствора), и отогнанный фильтрат немедленно поступает в лабораторию, где определяются химические параметры раствора.

При определении Cl^-, HCO_3^-, SO_4^{--} так же, как и при последующей интерпретации данных ОС, требуется количественно учитывать вводимые в буровой раствор технологические добавки – УЩР, СМАД, КМЦ, раствор кальцинированной соды и др. С этой целью необходима регистрация в буровом журнале их вида, количества и времени ведения.

4.3.3.1.2. Режимные наблюдения на устье скважины

Режимные наблюдения на устье СГС включают "газовый каротаж", расходометрию и термометрию глинистого раствора. Результаты режимных наблюдений заносятся в специальный журнал.

Газовый каротаж представляет собой регистрацию всех газопроявлений и отбор проб газа на выходе промывочной жидкости из скважины по мере углубления забоя. В журнале регистрируют время и продолжительность газопроявлений, интенсивность отделения, запах газа.

При непрерывных и интенсивных газопроявлениях пробы газа отбирают через каждые 5-10 м проходки, одновременно с отбором проб бурового раствора. Пробы газа отбирают во время каждого эпизодического, но достаточно интенсивного газопроявления (буровой раствор "кипит"). Газоотборник необходимо размещать как можно ближе к устью скважины, с тем, чтобы потери газа были минимальными.

Расходометрия на устье СГС производится с целью фиксации и определения дебита водопритоков в ствол скважины и поглощения промывочной жидкости. При этом определяют дифференциальный расход промывочной жидкости как разницу между ее подачей буровым насосом и расходом на выходе из скважины. В журнал заносят оба измеряемых значения расхода и их разность. Для расходометрии необходима специальная обвязка устья скважины, с установкой на выходе бурового раствора расходометрического устройства.

Простейший расходомер на выходе представляет собой мерную емкость, снабженную входным и сливным патрубками с запорными механизмами. Ее объем должен обеспечивать при максимальной подаче насоса продолжительность заполнения не менее 5-10 с.

Частота замера дифференциального расхода определяется скоростью и гидрогеологическими условиями проходки СГС. В отсутствии интенсивных водопроявлений или газопроявлений, установленных визуально или другими оперативными методами (ОС, газовый каротаж, термометрия), замеры расхода повторяют через каждые 1-5 м проходки. В случаях превышения дифференциального расхода по абсолютной величине 0,1-0,5 м^3/час замеры повторяются каждые 10-30 мин. При замерах расхода каждый раз производится замер температур бурового раствора на входе и выходе с фиксацией их в журнале.

Термометрия на устье СГС представляет собой своеобразный "термокаротаж" при углубляющемся забое скважины и проводится с целью регистрации обусловленных водо-газопроявлениями вариаций температуры бурового раствора. Замеры температуры осуществля-

http://jurassic.ru/

ют на входе и выходе раствора одновременно с замерами дифференциального расхода, т.е. чаще, чем производят отбор проб на ОС. Замеры необходимо производить с погрешностью не более 0,05-0,1°С на минимальном удалении от устья СГС. В журнале фиксируются температуры на входе и выходе бурового раствора и их разность (перепад температур). Эти значения необходимы в частности для более достоверной и углубленной интерпретации результатов последующего термокаротажа.

4.3.3.1.3. Опыт гидрогеологической стратификации разреза (Саатлинская сверхглубокая скважина)

Гидрогеологическая стратификация разреза является неотъемлемой частью исследований, необходимых для разработки гидрогеологической модели околоскважинного пространства. Она выполняется с целью выявления водоносных зон и особенностей миграции пластовых флюидов (определяемых пространственными вариациями проницаемости пород и флюидных давлений). Водоносные зоны обнаруживают себя в процессе проходки скважины либо притоками пластового флюида в скважину, либо поглощением бурового раствора.

Основой гидрогеологической стратификации разреза служат результаты гидрогеологического каротажа, которые дополняются более или менее стандартным набором данных оперативных и геофизических исследований. К оперативным относится регистрация выхода керна и скорости проходки ствола. Из геофизических методов наиболее информативными для выделения водоносных зон служат: электрокаротаж (КС, ПС, индукционный); термокаротаж в заданном временном режиме; кавернометрия и профилеметрия; акустический и сейсмокаротаж; гамма-каротаж.

Гидрогеологическая стратификация разбуренного разреза позволяет выбрать интервалы, наиболее благоприятные для последующего прямого гидрогеологического опробования, которое дает более достоверные гидрохимические и гидродинамические характеристики водоносных зон. Однако такое опробование далеко не всегда выполнимо из-за технических трудностей, и гидрогеологическая стратификация может оказаться единственным источником данных, необходимых для построения гидрогеологической модели околоскважинного пространства.

Именно такая ситуация сложилась при проходке в 80-е годы Саатлинской сверхглубокой скважины (СГС) в центральной части Куринской впадины (рис. 4.5) [Яковлев, 1999]. Скважина вскрыла мезо-кайнозойский разрез впадины до глубины 8267 м, который сложен неоген-четвертичными молассовыми осадками, верхнемеловыми карбонатными отложениями и юрско-нижнемеловыми вулканитами преимущественно основного состава. Соответственно, в разрезе выделяются три формационных комплекса, или три толщи: молассовая, карбонатная и вулканогенная.

Непосредственное гидрогеологическое опробование ствола скважины оказалось невозможным по техническим причинам. В соседней скважине-спутнике ОП-1 удалось опробовать пару водоносных интервалов карбонатной толщи, но это мало способствовало реконструкции гидрогеологических условий в разрезе Саатлинской СГС. Тем не менее, этот пробел удалось отчасти восполнить с помощью гидрогеологического каротажа и комплекса сопутствующих исследований.

Гидрогеологический каротаж был реализован в сокращенном объеме, включавшем оперативное слежение (ОС) за содержанием ионов Cl и I в буровом растворе и регистрацию изменений его дебита (расходометрию) на устье скважины. Фактически конструкция оголовка скважины позволяла проводить расходометрию только на выходе бурового раствора из скважины. Диаграммы ОС – графики изменения по глубине относительных концентраций Cl и I, выраженных в условных единицах, показаны на рис. 4.6. На этих диаграммах отмечаются пики как в интервалах притоков подземных вод в скважину, так и в интервалах поглощения промывочной жидкости. Последние фиксируются по расходограмме, отражающей вариации дебита поглощения Q.

Наряду с диаграммами ОС и Q приведены геофизические и другие диаграммы, отражающие те или иные специфические черты водоносных зон, обнаруженных гидрогеологическим каротажем. Бурение в интервале водопроявлений нередко сопровождается увеличением диаметра скважины в зонах повышенной трещиноватости, которое отражается на кавернограмме. На диаграммах электрокаротажа – КС, БКЗ, индукционного и др. (на рис. 4.6 приведена только первая из них) водоносные зоны отмечаются характерными аномалиями: снижением кажущегося сопротивления (на диаграмме КС) и повышением удельной электропроводности (на диаграммах БКЗ и индукционного каротажа). Влияние рудных минералов на электропроводность среды было незначительным из-за их низкого содержания в породах разреза и их присутствие не могло вызвать указанные аномалии. Следовательно, их могли создать только системы открытых трещин, заполненные электролитом – подземными водами.

Физико-механические свойства образцов керна (аналитики Г.В. Калашников и Б.Н. Даин, ВСЕГИНГЕО) также обнаруживают закономерные вариации в изученном разрезе (интервал 5000–8000 м). На приведенных диаграммах в интервалах водопроявлений отмечается возрастание открытой пористости n_a, наряду с увеличением размаха относительных колебаний предела прочности пород на разрыв s_p и статических модулей упругости – контактного $E_к$ и на сжатие $E_{сж}$. Все эти изменения свойств среды объясняются повышен-

http://jurassic.ru/

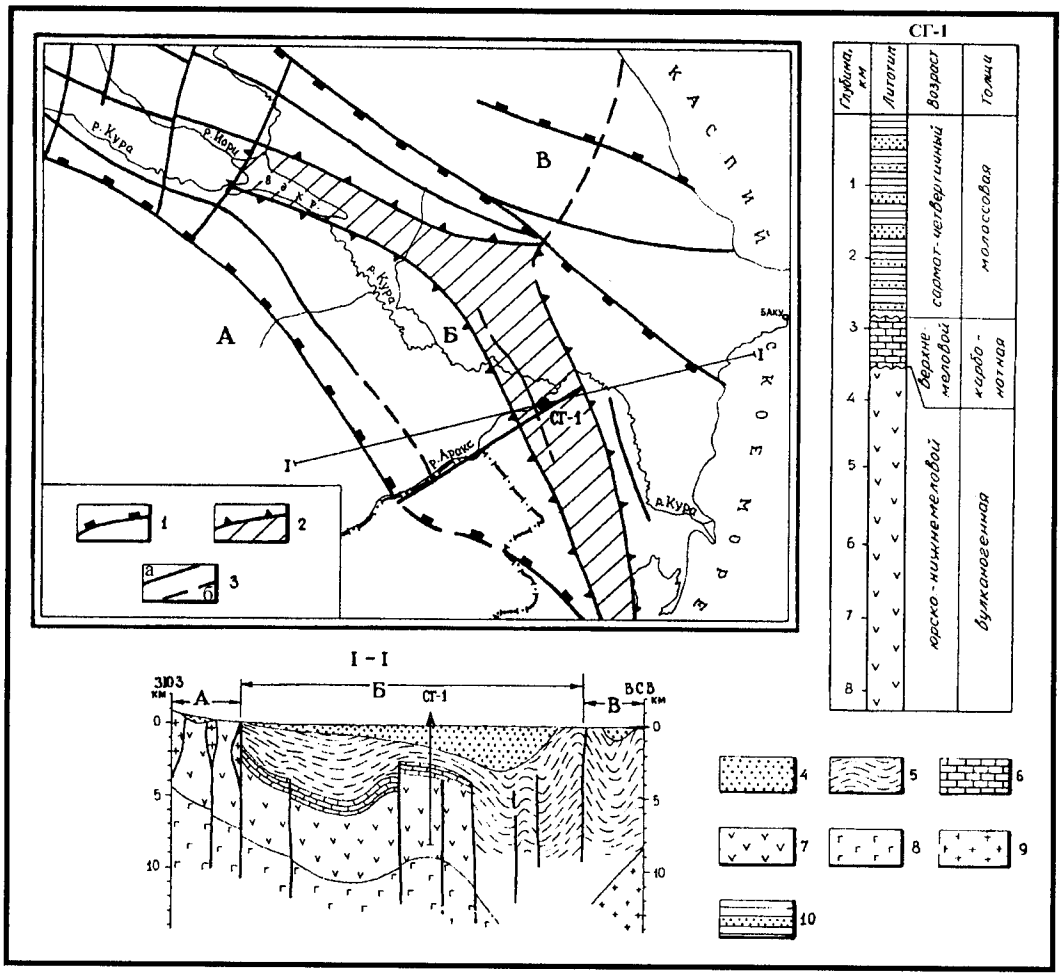


Рис. 4.5. Расположение Саатлинской сверхглубокой скважины (СГ-1) и литолого-стратиграфическое расчленение ее разреза

1 – границы мегаблоков: А – Малый Кавказ, Б – Куринская впадина, В – Большой Кавказ; 2 – Кюрдамир-Саатлинское поднятие и его границы; 3 – крупные тектонические нарушения (а – установленные, б – предполагаемые); 4 – акчагыл-постплиоценовая моласса; 5 – палеоцен-миоценовая моласса; 6 – верхнемеловые известняки; 7 – базитовые вулканиты альпийского чехла; 8 – породы доальпийского меланократового фундамента коры океанического типа; 9 – кислые альпийские интрузивы и породы доальпийского фундамента коры континентального типа; 10 – кайнозойская моласса (на колонке СГ-1)

ной и неравномерной трещиноватостью водовмещающих пород.

Визуальное описание трещиноватости в образцах керна (ориентировка, степень раскрытия, размеры трещин и их минеральное выполнение), приводимое ниже, почерпнуто из буровых журналов Саатлинской экспедиции. Это описание послужило основой для разделения водоносных зон по механизму образования трещиноватости. Присутствие зеркал скольжения и катакластического материала ясно указывает на "разломное" происхождение трещиноватости (тектонический механизм). Трещины контракционного разуплотнения могут, как известно, иметь субвертикальную ориентировку при столбчатой отдельности погребенных лавовых покровов. Присутствие продуктов выветривания и хаотическая ориентировка трещин служат признаками гипергенного происхождения трещиноватости.

Наконец, данные о степени выхода керна помогают в отдельных случаях распознать зоны естественной повышенной трещиноватости, что облегчает совокупную интерпретацию перечисленных результатов. Выполняя такую интерпретацию, мы получили достаточно объективное и детальное описание водоносности разбуренного разреза, приводимое ниже.

Оперативное слежение за параметрами бурового раствора было начато при глубине забоя около 1400 м, в пределах молассовой толщи. Диаграммы ОС (см. рис. 4.6) показывают существование зоны затухающих с глубиной водопритоков в интервале 1400-1700 м (акчагыл-апшеронские слои) и зоны поглощения промывочной жидкости в интервале 2300-2830 м (сарматский ярус и продуктивная толща среднего плиоцена), т.е. вблизи подошвы молассы (этот факт указывает на уменьшение напора с глубиной, при котором движение подземных

http://jurassic.ru/

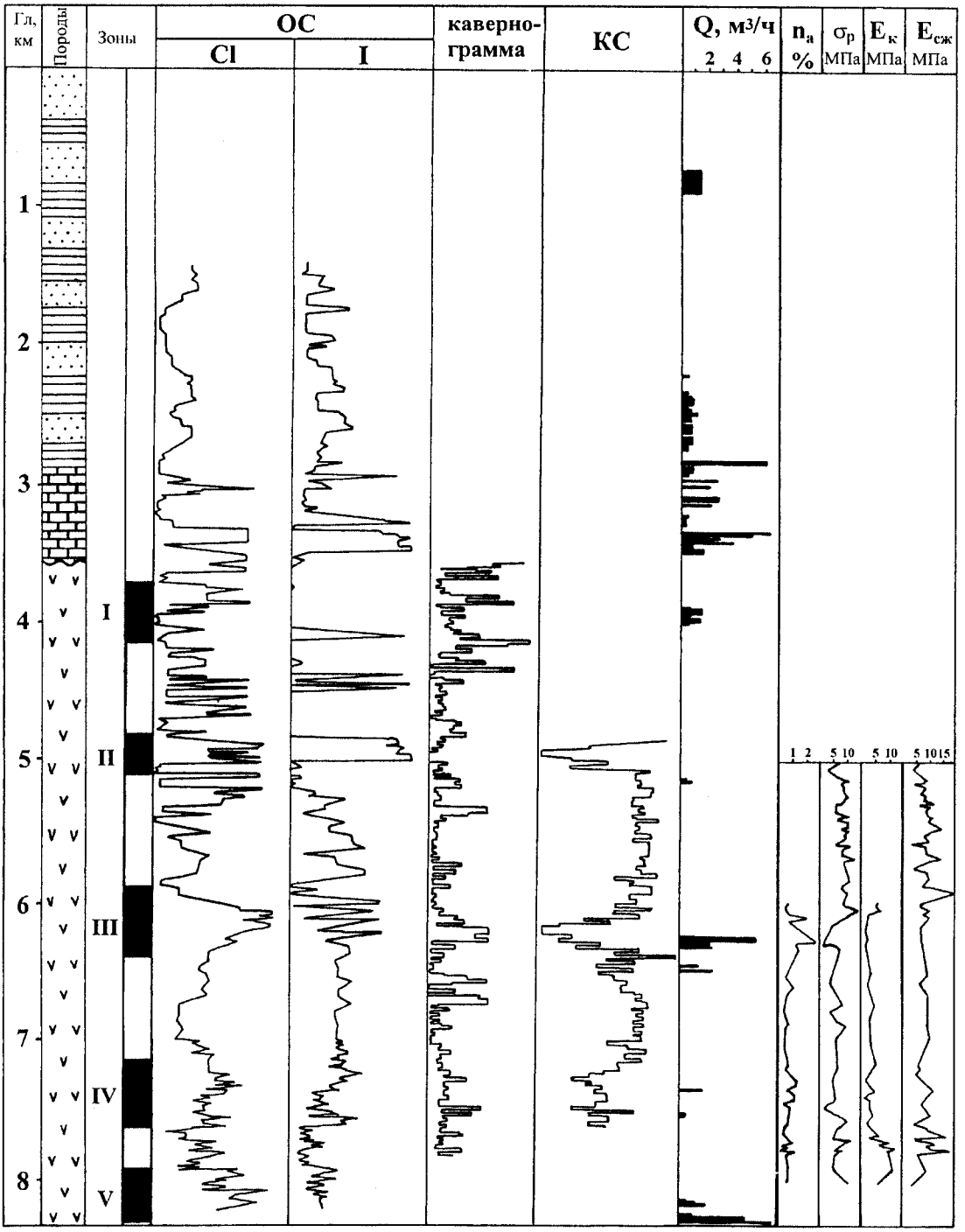


Рис. 4.6. Результаты гидрогеологического каротажа (диаграммы ОС: CI и I и расходометрии Q), геофизических исследований в стволе (кавернограмма и КС-диаграмма) и лабораторного изучения петрофизических свойств горных пород (открытой пористости n_a, предела прочности пород на разрыв σ и статических модулей упругости – контактного $E_к$ и на сжатие $E_{сж}$) в разрезе Саатлинской сверхглубокой скважины. Условные обозначения для пород см. рис. 4.5

вод в случае гидравлической связи пластов может быть только нисходящим). Дебит поглощения бурового раствора Q в нижней зоне составлял 1 м^3/ч.

При входе в карбонатную толщу поглощение раствора резко усилилось, до 6 м^3/час, что говорит о разуплотнении известняков вблизи кровли карбонатной толщи. При проходке средней части толщи (2850-3270 м) поглощение раствора неоднократно возобновлялось, доходя до 3 м^3/ч. В нижней части толщи (3320–3480 м) дебит Q снова возрос до 4-6,5 м^3/ч, и поглоще-

http://jurassic.ru/

ние почти не прекращалось до окончания проходки толщи. Скачки поглощения раствора в верхней половине толщи (2830-3300 м) лишь в отдельных случаях сопровождались всплесками содержаний хлора или йода. В то же время, для нижней половины толщи (3300-3530 м) характерны резкие аномалии на обеих диаграммах ОС. Судя по всему, карбонатная толща отличается высокой проницаемостью по трещинам и сообщающимся между собой кавернам. Кроме того, при проходке карбонатной толщи удельный вес глинистого раствора поддерживался на уровне 1,1 г/см^3. Стало быть, содержащиеся в кавернозных известняках воды характеризуются приведенным давлением, близким к нормальному гидростатическому, т.е. существенно меньшим, чем приведенное давление в средней части молассы.

В пределах вулканогенной толщи общий вид диаграмм ОС говорит о постоянно возобновлявшихся водопроявлениях (приток пластовых вод, поглощение бурового раствора). До глубины 6,4 км они выражены спорадическими "выбросами" флюида из проходимых пород и отдельными интервалами поглощения бурового раствора. Ниже этой отметки водопроявления приобретают более устойчивый и менее импульсивный характер. С учетом данных электрокаротажа и кавернометрии, в вулканогенном разрезе можно выделить несколько водоносных зон: I – 3700-4160 м, II – 4820-5130 м, III – 5950-6400 м, IV – 7100-7600 м, V – 7900-8267 м (см. рис.4.6). Эти зоны и разделяющие их интервалы рассмотрены ниже с учетом минерального состава породного матрикса и цемента трещин (если он присутствует), а также господствующей ориентировки трещиноватости (табл. 4.3).

Над зоной I, в интервале 3530-3700 м, видны такие же следы водопритока, как и в нижней части карбонатной толщи. На это указывают повышенные содержания хлора и йода в глинистом растворе. Интервал сложен сверху вниз брекчированным андезито-базальтом, базальтом и кластолавой андезито-базальта. В нем развиты хаотически ориентированные трещины, большей частью залеченные кальцитом, иногда кварцем. Судя по хаотической ориентировке, трещины имеют экзогенную природу. Будучи залеченными, они все же обеспечивают тесную гидравлическую связь коллекторов вулканогенной и карбонатной толщ.

I зона (интервал 3700-4160 м) отличается от вышеи нижележащих интервалов тем, что в ее пределах наряду с аномалиями на диаграммах ОС и резким увеличением диаметра скважины отмечалось поглощение промывочной жидкости с дебитом 1-2 м3/час. Этот интервал представлен, в основном, кластолавой андезито-базальта и базальтом; породы трещиноватые, имеют пеструю окраску и содержат обильные обломки окисленных шлаков. Трещины в значительной степени залечены кальцитом, хлоритом, иногда серицитом, окисными соединениями железа, апатитом. В интервалах 3930-3950 м и 4092-4097 м обнаружены наклонные трещины, заполненные псевдоморфозами катакластического материала, наблюдаются зеркала скольжения. Очевидно, трещины тектонического происхождения наложены в этих интервалах на общий фон экзогенной трещиноватости (см. табл. 4.3). Разломы, вскрытые в интервалах 3930-3950 м и 4092-4097 м, гидравлически изолированы друг от друга, на что указывает поглощение бурового раствора при проходке первого интервала и отсутствие поглощения при проходке второго. Эти разломы имеют, вероятнее всего, разный возраст: первый пересекает и дренирует только нижние, относительно низконапорные коллекторы молассы (не моложе сармата), а второй – более высоконапорные слои (плиоценовые).

В интервале 4160-4820 м, между I и II зонами, судя по диаграммам ОС, отмечались отдельные импульсные притоки пластового флюида; поглощения не было. Интервал сложен порфировыми базальтами, преимущественно излившимися, и андезито-базальтами в вулканокластической группе фаций. Трещиноватость интенсивна и увеличивается книзу. Ориентировка трещин субвертикальная, а ниже отметки 4700 м в прослоях – хаотическая. Большая часть трещин раскрыта; залеченные трещи-

Таблица 4.3.

Определение генезиса зон водопроявлений по преимущественной ориентировке трещин

Зона	Интервал глубин, м	Вмещающие породы	Фация метаморфизма	Ориентировка трещин		Происхождение ослабленных зон
				преобладающая	наложения	
I	3700–4160	Лава андезито-базальта и базальт	Цеолитовая	Хаотическая	Наклонная	Экзогенное с последующим тектоническим растрескиванием
II	4820–5130	Базальт и андезито-базальт	Пренит-пумпеллиитовая	Вертикальная	–	Литогенное
III	5950–6400	Андезито-базальт, базальт и андезит	То же	Хаотическая	Наклонная	Литогенное с последующим экзогенным растрескиванием
IV	7100–7600	Дацит и андезито-дацит	Зеленосланцевая	То же	Вертикальная и горизонтальная	Экзогенное с последующим тектоническим растрескиванием
V	7900–8267	Окварцованный андезито-дацит и андезит	То же	Наклонная	–	Тектоническое

Прочерк – трещины отсутствуют

http://jurassic.ru/

ны выполнены кальцитом, хлоритом, кварцем, реже – гидроксидами железа, серицитом. Субвертикальные трещины имеют, очевидно, литогенную природу (трещины контракционного разуплотнения), а беспорядочно ориентированные – экзогенную. К сожалению, отсутствие данных по электрокаротажу не позволяет судить о степени взаимосвязи раскрытых трещин субвертикальной ориентировки. Поэтому интервал 4160-4820 м условно рассматривается как относительно слабо обводненный слой, разделяющий I и II водоносные зоны.

II зона (интервал 4820-5130 м) выделена по резким и устойчивым аномалиям на диаграммах ОС и КС, свидетельствующим о преимущественном притоке пластовых вод в ствол скважины. Зона представлена в основном порфировыми базальтами, андезито-базальтами, диоритовыми порфиритами и метасоматитами. Характерны интенсивное дробление пород и высокая трещиноватость, имеющая преимущественно субвертикальную ориентировку в интервале 4820-5100 м и беспорядочную – глубже 5100 м. Часть трещин залечена хлоритом и карбонатами, основная же их масса раскрыта. Постоянство водопритока, судя по диаграммам ОС и устойчиво низким значениям кажущегося сопротивления (КС), свидетельствует о том, что до глубины 5100 м данная зона представляет собой систему сообщающихся трещин. На глубинах 5000 и 5100 м встречены два монолитных прослоя диоритового порфирита, а ниже (в интервале глубин 5100-5130 м) отмечено поглощение раствора с дебитом около 1 $м^3$/час. Очевидно, второй из этих прослоев отделяет всю верхнюю часть II зоны от поглощающего буровой раствор водоносного горизонта с резко пониженным пластовым давлением. Трещиноватость пород над этим уровнем (<5100 м) имеет литогенное происхождение (см. табл. 4.3), и система трещин на некотором удалении от скважины сообщается с областью питания (например, с водопроводящим разломом). В нижнем интервале (глубже 5100 м) система трещин имеет экзогенное происхождение. Изолированная от питающего верхнюю часть зоны разлома, эта система гидравлически представляет собой область разгрузки.

Интервал 5130-5950 м, разделяющий II и III зоны, представлен большей частью порфировыми андезито-базальтами, базальтами, андезитами, метасоматитами. Трещины в основном ориентированы беспорядочно; в интервале 5400-5570 м преобладает их субвертикальная ориентировка. Большинство трещин залечено кальцитом, хлоритом, реже – гидроксидами железа и серицитом. Судя по непрерывному поступлению в ствол скважины хлора и йода, значительная часть объема вскрытых пород содержит открытые трещины и каверны, однако высокие значения кажущегося сопротивления указывают на их разобщенность. По-видимому, воды в этом интервале заключены в многочисленных, изолированных друг от друга порах и трещинах, в значительной степени залеченных.

III зона (интервал 5950-6400 м) является наиболее крупной и ярко выраженной. В ее пределах, при возросшем притоке хлора и йода и резком снижении кажущегося сопротивления (КС), увеличился диаметр скважины в результате обрушения ее стенок. В нижней части зоны, в интервале 6216-6288 м, отмечено обильное (2-5 $м^3$/час) поглощение бурового раствора. Кроме того, отмечается резкое увеличение открытой пористости $n_а$ – местами в 2,5 раза, а также некоторое уменьшение прочности пород на разрыв $\sigma_р$ и модуля упругости $Е_к$. Зона представлена андезито-базальтом, базальтом и андезитом, местами окварцованным. Породы интенсивно пропилитизированы; трещиноватость развита участками. Ориентировка трещин в основном беспорядочна; в интервале 5950-6100 м наблюдается их косая ориентировка. Судя по виду диаграмм ОС и КС, подземные воды достаточно равномерно распространены по разрезу Ш зоны, которая представляет собой пачку водоносных горизонтов мощностью от 20 до 40 м, разделенных прослоями относительно монолитных пород мощностью 10-20 м. Интенсивный приток пластовых вод в верхней части III зоны и активное поглощение в нижней указывают, во-первых, на изолированность водоносных горизонтов от смежных, а во-вторых – на нисходящее направление градиента поровых давлений в этой зоне.

В интервале 6400-7100 м отмечен равномерный, но сравнительно слабый приток пластового флюида, постепенный рост и выравнивание с глубиной значений КС и отдельные вывалы стенок скважины. Этот интервал сложен преимущественно андезитом, местами окварцованным, и андезито-дацитом. Отличаясь умеренностью водопритока, он подобен интервалу 5130-5950 м, содержит подземные воды в изолированных карманах и трещинах, и может рассматриваться как условный водоупор, разделяющий Ш и IV зоны водопроявлений.

IV зона (интервал 7100-7600 м) проявилась некоторым поступлением хлора и йода и заметным снижением КС в ее верхней и нижней частях; на глубинах 7298-7311 и 7374-7484 м отмечалось поглощение бурового раствора с дебитом 0,4-1,7 $м^3$/час. Зона сложена в основном дацитом и андезито-дацитом, преобразованными во вторичные кварциты. Трещиноватость в целом интенсивна, ориентировка трещин хаотическая, а в нижней части зоны (7570-7580 м) – субгоризонтальная. Много открытых трещин, остальные залечены. Их цементом служат, как правило, кварц и хлорит. Происхождение хаотической трещиноватости – экзогенное. Субгоризонтальные трещины возникли либо в результате контракционного разуплотнения, либо под действием высоких тангенциальных (девиаторных) напряжений, существующих в регионе. В гидродинамическом отношении IV зона сходна с П и Ш зонами.

V зона (интервал 7900-8267 м) заметно отличается от всех предыдущих. Она отделена от IV зоны пачкой плотных окварцованных андезито-дацитов и долеритов;

http://jurassic.ru/

эти породы разбиты системой косых залеченных трещин. В V зоне резко возрос приток хлора и йода, с глубины 8080 м сопровождавшийся непрерывным поглощением раствора. Его дебит также непрерывно возрастал по мере углубления забоя, достигнув, в конечном счете, рекордной величины 7 $м^3$/час. Процент выхода керна резко снизился, стенки скважины стали обрушаться с нарастающей скоростью. При глубине забоя 8267 м произошло катастрофическое (не контролируемое) поглощение бурового раствора, и буровой инструмент был прихвачен обрушившимися породами. (После этой аварии, произошедшей в 1985 году, возобновить бурение уже не удалось). Обилие зеркал скольжения, реликтов катакластического материала, косая ориентировка трещиноватости указывают на тектоническое происхождение этой зоны. Она сложена в основном, дацитом и андезитом, которые были преобразованы в пропилиты и вторичные кварциты. Несомненно, ниже отметки 8 км скважина вошла в зону субвертикального разлома, обрамленного мощным ореолом открытой трещиноватости, в пределах которого породы подверглись глубокой вторичной переработке. Примечательно, что несмотря на низкие пластовые давления, близкие к нормальному гидростатическому (плотность глинистого раствора не превышала 1.08 г/$см^3$), стенки зияющих трещин, не затронутые буровым инструментом, сохраняли свою устойчивость на столь значительных глубинах.

Характеризуя гидрогеологические условия разреза в целом, следует отметить следующие особенности.

1. Все породы, вскрытые скважиной, обводнены в различной степени, причем водонасыщенность пород не убывает, а, скорее, возрастает в пределах вулканогенной толщи с глубиной.

2. В гидродинамическом отношении вулканогенная толща представляет собой единую систему трещинных и порово-трещинных коллекторов, которые сообщаются между собой и, отчасти, с водоносными горизонтами осадочного чехла. Вся эта система образована выдержанными по латерали зонами литогенного (экзогенного, контракционного) разуплотнения и пачками пирокластического материала наряду с секущими их крутонаклонными зонами тектонического дробления. Такая морфология коллекторов определяет крупноячеистую структуру флюидопроводящего пространства при характерном размере ячеек от нескольких десятков до первых сотен метров.

3. В целом, в разрезе скважины наблюдается ярко выраженная гидродинамическая инверсия – уменьшение с глубиной приведенного пластового давления. Она проявилась в смене, по мере углубления забоя, первоначальных притоков пластовых вод молассы в скважину поглощением промывочной жидкости в пределах вулканогенной толщи, дебит которого достиг максимальной (аварийной) величины в районе последнего забоя (8267 м). На эту общую инверсию в отдельных водоносных зонах наложены еще более контрастные локальные инверсии приведенного давления. Наличие общей и локальных инверсий флюидного давления служит, согласно закону Дарси, предпосылкой для нисходящей фильтрации флюидов ниже зоны абсолютного пьезомаксимума, которая расположена в средней части молассовой толщи, в интервале глубин 1,5–2 км.

4.3.3.2. Изучение интегральной проницаемости осадочного чехла с помощью структурно-фациального анализа

Интегральная проницаемость разреза осадочного бассейна определяется мегаструктурой флюидопроводящего пространства. Ее изучение необходимо для выявления путей миграции флюидов, генерируемых, поглощаемых или накапливаемых на различных гипсометрических уровнях стратисферы и кристаллического фундамента (в частности – углеводородных залежей).

Структура флюидопроводящего пространства определяется множеством факторов, выявляемых на основе традиционного литолого-стратиграфического изучения образцов каменного материала и стандартных геофизических исследований скважин. Важнейшие из этих факторов схематически отображены на обобщенном разрезе молодого ОБ (рис. 4.7) и кратко рассмотрены ниже.

1. *Общее литологическое строение разреза* ОБ, обусловленное сменой во времени фациальных обстановок осадконакопления и денудацией осадков в эпохи инверсии тектонических движений. В вертикальном разрезе осадочного чехла выделяются два типа слоев – слои с повышенной интегральной проницаемостью (осадочно-кластический материал, слои с регионально развитой гипергенной трещиноватостью, как правило, карбонатные) и слабопроницаемые (как правило, глинистые пачки и толщи). В пределах кристаллического фундамента (основания) ОБ этот фактор играет подчиненную роль из-за сильной дислоцированности и глубокого преобразования (метаморфизма) первично-осадочных пород. Этот фактор контролирует общую латеральную проницаемость разреза ОБ.

2. *Закономерные латеральные замещения литологических фаций*, связанные с положением разных частей бассейна седиментации относительно областей сноса обломочного материала. Высокопроницаемые грубообломочные разности, господствующие вблизи областей сноса, сменяются по латерали (вдоль стратиграфических границ), по мере удаления от этих областей слабопроницаемыми тонкодисперсными осадками. Этот фактор в равной степени влияет на общую проницаемость разреза как по вертикали, так и по латерали.

3. *Литолого-фациальные окна* с повышенной, как правило, проницаемостью, возникающие при локальных нарушениях региональных условий седиментации, а в вулканогенных комплексах и субвулканических интрузиях при контракционном разуплотнении извержен-

http://jurassic.ru/

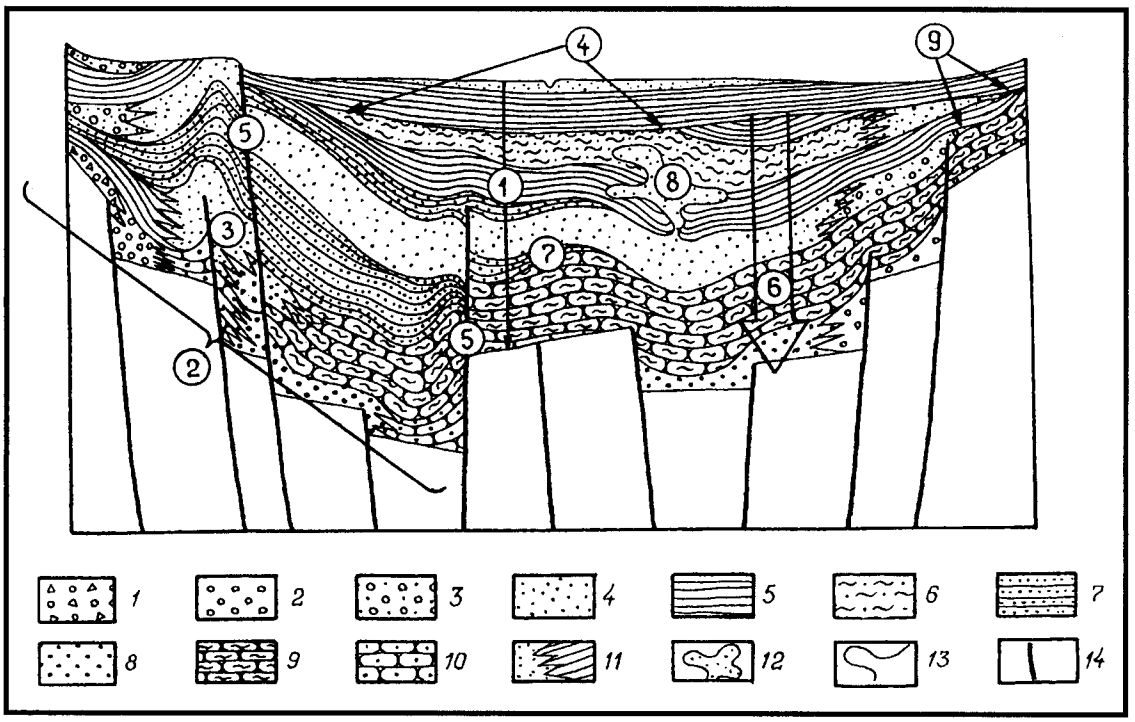


Рис. 4.7. Структурно-фациальные особенности разреза ОБ, определяющие интегральную проницаемость флюидопроводящего пространства

1-10 – осадочные породы: 1 – брекчия, 2 – конгломерат, гравелит, 3 – песок с гравием, 4 – песок, 5 – глина, 6 – глинистый песок, 7 – песчанистая глина, 8 – песчаник, 9 – глинистый сланец, 10 – кристаллический сланец; 11 – граница фаций; 12 – песчаные диапиры, кластические дайки; 13 – стратиграфические границы; 14 – тектонические нарушения.

Цифры в кружках – факторы, определяющие интегральную проницаемость разреза ОБ: 1 – общее литологическое строение разреза ОБ, 2 – закономерные латеральные замещения литологических фаций, 3 – литолого-фациальные окна, 4 – структурно-литологические несогласия, 5 – дизъюнктивные нарушения, 6 – степень вторичных преобразований пород, 7 – мощность полупроницаемых слоев, 8 – песчаный диапиризм, 9 – соотношение границ разновозрастных слоев чехла на периферии ОБ

ных пород, на которое нередко накладывается интенсивная гипергенная трещиноватость. Этот фактор предопределяет локально повышенную вертикальную проницаемость разреза.

4. *Структурно-литологические несогласия* (рис. 4.8), образованные угловым сочленением сильно дислоцированного слоистого комплекса (I) со слабо дислоцированными (как правило, более молодыми) слоями (II), обладающими повышенной проницаемостью. Такие несогласия характерны для контакта различных структурных этажей в разрезе ОБ. Роль этого фактора в интегральной проницаемости разреза возрастает с переходом ко все более глубоким структурным этажам.

5. *Дизъюнктивные нарушения*, контролирующие, главным образом, вертикальную проницаемость разреза. Число и общая протяженность тектонических нарушений обычно возрастают с увеличением глубины залегания (возраста) осадочных слоев, структурных этажей. Благодаря этому вертикальная проницаемость (гидродинамическая раскрытость) разреза ОБ обычно возрастает с глубиной. В частности, это происходит из-за повышенной пластичности молодых осадков, в которых "вязнут" разломы глубокого заложения; в зоне катагенеза дизъюнктивные разрывы особенно интенсивно вырождаются, переходя выше по разрезу во флексуры [Соколов, Холодов, 1993; Яковлев, 1999].

6. *Степень вторичных преобразований пород* (стадия литогенеза), возрастающая в целом с глубиной. Изначально пластичные (компетентные) осадочные породы (глины, соленосные слои и т.п.), формирующие в верхней части разреза ОБ регионально выдержанные водоупорные экраны, препятствующие вертикальной миграции флюидов, превращаются по мере их погружения и консолидации в некомпетентные породы (сланцы, гнейсы, мрамора и т.п.), более склонные к хрупким деформациям. В результате хрупких деформаций возникшие однажды трещины той или иной природы сохраняют устойчивость и служат флюидопроводящими каналами. Наряду с механическими и термическими процессами, важную роль в формировании проводящих каналов при дефлюидизации осадочных пород играют процессы выщелачивания и карста, которым благоприятствуют преобразование и вынос рассеянного органического вещества [Юсупова, 1992]. Таким образом, процессы литогенеза также стимулируют увеличение интегральной проницаемости разреза с глубиной.

http://jurassic.ru/

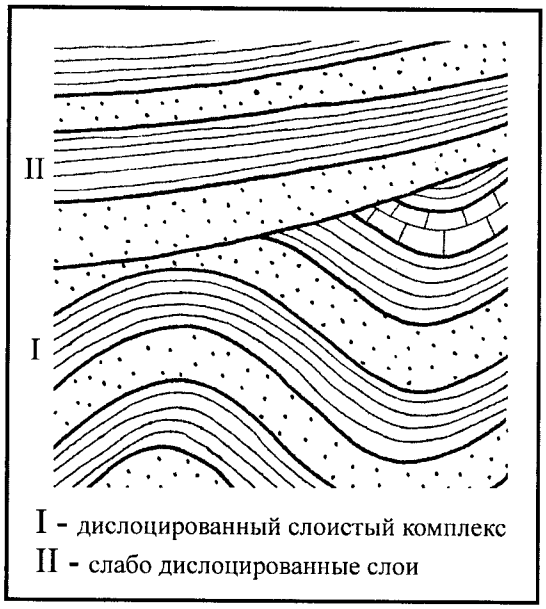


Рис. 4.8. Морфология структурно-литологического несогласия в разрезе чехла ОБ

7. *Мощность полупроницаемых слоев.* В зависимости от локальной мощности один и тот же слой может быть проницаемым, полупроницаемым или непроницаемым для вертикальных флюидных течений при прочих равных условиях (перепад флюидного давления на верхней и нижней границах слоя, вязкость флюида и т.п.). При сложном составе флюида полупроницаемый слой может играть роль разделительной мембраны-сепаратора, проницаемой при данной его мощности для одних компонентов флюидной смеси (например, для низковязкой воды или газа) и непроницаемой для других компонентов (например, для высоковязкой нефтяной фазы). Пропускная способность пласта, разделяющего флюидоносные коллекторы (горизонты), может плавно изменяться в широком диапазоне по мере его выклинивания в латеральном направлении.

8. *Песчаный диапиризм* – явление выдавливания осадочных пород под действием тектонических напряжений. Этот интересный фактор преобразования коллекторов на больших глубинах установлен В.Н. Холодовым [1983]. При повышенных пластовых давлениях относительно жесткие пески и песчаники на больших глубинах способны образовывать плывуны и формировать кластические дайки (рис. 4.9) и "горизонты с включе-

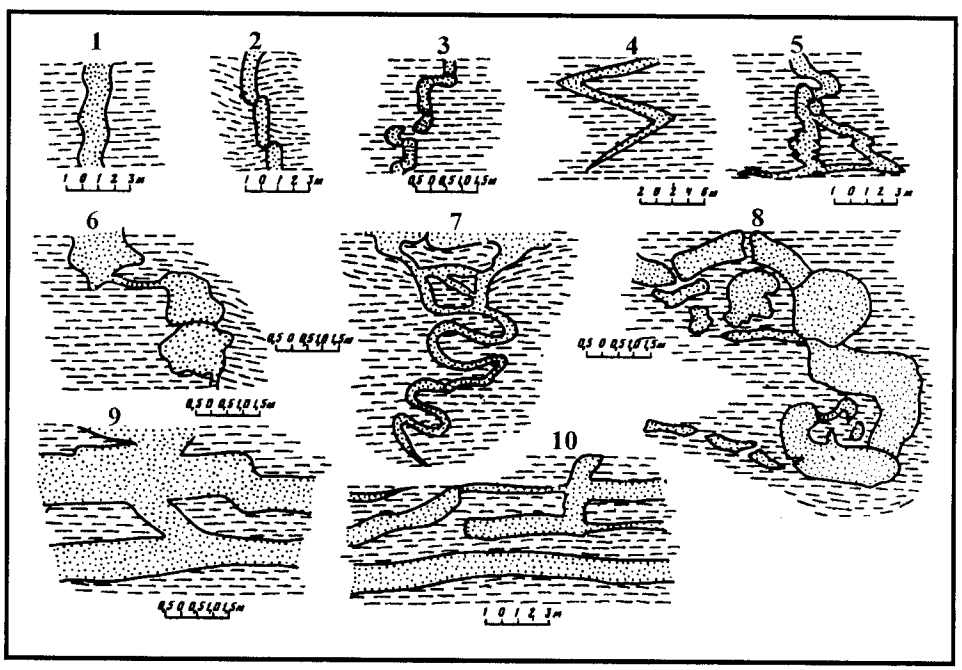


Рис. 4.9. Морфология кластических даек в осадочном чехле [Холодов, 1983]

http://jurassic.ru/

ниями". Главной причиной образования плывунов на больших глубинах являются дегидратация, разуплотнение вмещающих глин и формирование в них АВПД. По мере погружения системы в глубокие части осадочно-породного бассейна эти процессы непрерывно усиливаются. Внедрение флюида, первоначально формирующего АВПД в глинах, в смежный песчаный пласт-коллектор приводит к образованию в песках плывуна, который легко реагирует на тектонические напряжения. Образование кластических даек весьма благоприятно для установления гидравлической связи между пластами песчаных коллекторов, разделенных относительным водоупором.

9. *Соотношение границ разновозрастных слоев чехла на периферии ОБ.* Поверхностная разгрузка элизионных флюидов в краевых частях ОБ, как правило, бывает затруднена из-за специфического пространственного соотношения слоев, отмеченного в [Холодов, 1998, с.163]: "в краевых частях депрессий каждый последующий пласт перекрывает предыдущий, выходы пластов-коллекторов на дневную поверхность отсутствуют и, в силу этого, в них преобладают уже не инфильтрационные, а элизионные процессы". В этих условиях верхние слои чехла могут играть роль регионального слабопроницаемого покрова, затрудняющего гидравлическую связь между погребенными коллекторами и (при)поверхностными областями разгрузки подземных флюидов, т.е. между подземной гидросферой и атмосферой.

4.3.3.3. Изотопные индикаторы флюидного режима (δD, $^3He/^4He$)

Известно довольно большое число изотопных индикаторов флюидного режима, используемых для косвенного изучения динамики флюидных течений, анализа источников компонентов и условий формирования подземных флюидов. Среди них – изотопы водорода (дейтерий, тритий), кислорода, углерода, гелия и других инертных газов, серы и др. В данном разделе специальное внимание уделено слабо освещенным в литературе (в методическом отношении) возможностям изучения флюидного режима ОБ с помощью двух изотопных показателей – состава водорода (δD) и гелия ($^3He/^4He$).

4.3.3.3.1. Дейтерий как индикатор миграции и эволюции флюидов

При фильтрации водного раствора через гидратируемую породу вода заимствуется на гидратацию, и раствор претерпевает постепенное концентрирование по мере миграции. Направление миграции и степень концентрирования исходного раствора в каждой точке вдоль линии тока могут быть оценены по изменению содержания в воде дейтерия, подобно тому, как это делается при испарении воды с помощью формулы Релея [Фор, 1989].

Рассматриваемый метод использует изотопный состав водорода как индикатор миграции флюидов, так как среди химических элементов изотопы водорода испытывают особенно заметное фракционирование при переходе воды из свободного состояния в химически связанное. Коэффициент фракционирования α дейтерия колеблется в зависимости от температуры в диапазоне 1,040–1,050 ‰ [Омото, Рай, 1977]; изотопный сдвиг составляет в среднем $\Delta = 45$ ‰.

Математическое описание метода

Проследим изменение фиксированного объема водного раствора на пути его миграции через гидратируемую породу. Пусть в элементарный объем гидратируемых пород поступил единичный объем воды V, содержащий d молекул дейтерия и h молекул протия:

$$V = d + h. \tag{4}$$

Часть воды объемом V_1^* ушла на гидратацию пород, а остаточная (свободная) вода занимает теперь объем V_1:

$$V = V_1 + V_1^*. \tag{5}$$

В водороде исходной воды изотопное отношение $R = [D]/[H]$, с учетом (4), было равно

$$R = (M_D\, d) / (M_H\, h) = (M_D\, d) / (V - d), \tag{6}$$

где $M_D = 2$ и $M_H = 1$ – атомные массы дейтерия и протия. Поскольку $d << V$, то

$$R \approx M_D\, d / V. \tag{7}$$

Аналогично, для остаточной и связанной воды изотопные отношения R_1 и R_1^*, соответственно, равны

$$R_1 \approx M_D\, d_1 / V_1, \tag{8}$$

$$R_1^* \approx M_D\, d_1^* / V_1^*, \tag{9}$$

где d_1 и d_1^* – количество молекул дейтерия в свободной и связанной воде, соответственно. При этом

$$d = d_1 + d_1^*. \tag{10}$$

Согласно традиционному определению, содержание изотопа, приведенное к стандарту, выражается в промиллях через изотопное отношение R в виде

$$\delta = 1000\,(R/R_{ст} - 1), \tag{11}$$

где $R_{ст}$ – стандартное изотопное отношение (SMOW). Упомянутый изотопный сдвиг $\Delta = 45$ ‰, может быть представлен с учетом (1) в виде

$$\Delta = \delta_1 - \delta_1^* = 1000\,(R_1 - R_1^*)/R_{ст}, \tag{12}$$

откуда

$$R_1 - R_1^* = 0{,}001 R_{ст}\,\Delta = K. \tag{13}$$

Решая систему уравнений (5, 7–10, 13), получаем

$$RV = R_1 V_1 + (R_1 - K)(V - V_1). \tag{14}$$

В каждом элементарном объеме среды приращения V и R бесконечно малы:

$$V_1 - V = \mathrm{d}V, \tag{15}$$

$$R_1 - R = \mathrm{d}R. \tag{16}$$

http://jurassic.ru/

Произведя замены (15) и (16) в (14), получаем:

$$RV = (R + dR)(V + dV) - (R + dR - K)dV . \quad (17)$$

Раскрыв скобки в (17), получаем дифференциальное уравнение

$$\frac{dV}{V} = -\frac{dR}{K}, \quad (18)$$

общее решение которого, с учетом (11) и (13), имеет вид

$$V = C \exp(-R/K) = C_1 \exp(-\delta/\Delta), \quad (19)$$

где C и C_1 – константы интегрирования.

Задавшись величиной δ_0 в первой (верхней) точке графика распределения δ по пути фильтрации раствора (по глубине), получаем из (19) частное решение уравнения (18) в виде объемной доли f остаточной свободной воды:

$$f = V/V_0 = \exp[-(\delta - \delta_0)/\Delta] = \exp[(\delta_0 - \delta)/\Delta], \quad (20)$$

где V_0 – единичный объем исходного водного раствора. Зная объемное отношение f и минерализацию исходного водного раствора M_0, можно определить минерализацию M остаточного раствора, записав:

$$M = a/(V + a/\rho), \quad (21)$$

где a – масса вещества, растворенного в объеме $(V + a/\rho)$; ρ – плотность растворенного вещества; для солей NaCl и $CaCl_2$ принимаем $\rho = 2{,}2$ г/см^3. Аналогично:

$$M_0 = a/(V_0 + a/\rho), \quad (22)$$

Решая систему уравнений (20–22), мы получаем выражение для минерализации (солености) концентрирующегося раствора, которая отвечает текущему содержанию дейтерия δ:

$$M = M_0 / [f + M_0 (1 - f)/\rho]. \quad (23)$$

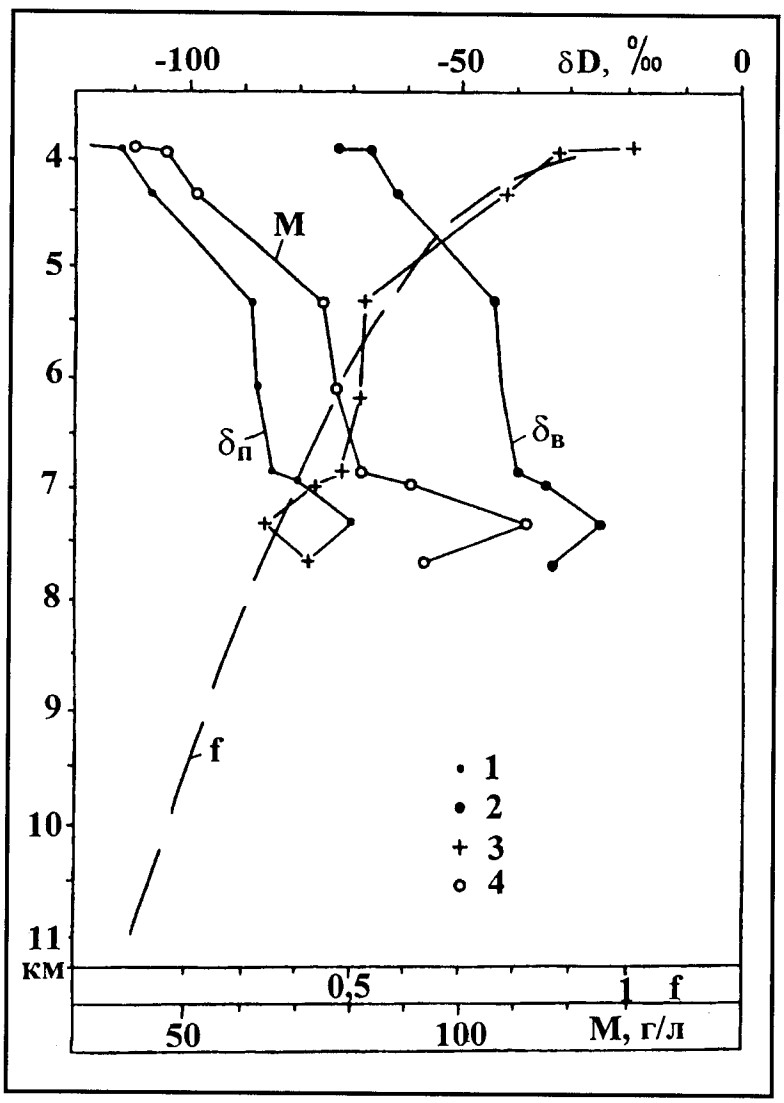


Рис. 4.10. Диаграммы изменения параметров с глубиной в вулканогенной части разреза Саатлинской скважины
1 – измеренное содержание дейтерия ($\delta_п$) в связанной воде; 2 – реконструированное содержание дейтерия ($\delta_в$) в свободной воде; 3 – относительный объем (f) свободной остаточной воды; 4 – минерализация воды (M)

http://jurassic.ru/

Пример реализации метода (Саатлинская скважина)

В 1984 г. было выполнено определение валового содержания дейтерия δD в восьми образцах пород из вулканогенной части разреза Саатлинской сверхглубокой скважины [Яковлев, 1999]. На графике (рис. 4.10) измеренные содержания дейтерия $\delta_п$ нанесены вместе с реконструированными значениями $\delta_в$ в свободной воде, участвовавшей в диафторезе вулканитов.

Реконструкция выполнена с учетом изотопного фракционирования водорода при связывании воды в процессе хлоритизации базитов в наблюдаемых температурных условиях (T изменяется от 68 до 144 °С в интервале глубин 3,5 – 8 км). При хлоритизации пород содержание дейтерия в гидроксильной группе хлоритов при температуре 150-200 °С оказывается ниже, чем в остаточной свободной воде на упомянутую величину изотопного сдвига Δ = 40...50 ‰ [Омото, Рай, 1977]. Диаграмма $\delta_в$ на рис. 4.10 построена параллельно диаграмме измеренных $\delta_п$ со смещением на среднюю величину Δ = 45 ‰. Распределение $\delta_в$ по глубине выглядит закономерным. В целом, $\delta_в$ монотонно возрастает с глубиной от –70 ‰ на глубине 3,9 км до –30 ‰ на глубине 7,7 км. Это возрастание может быть объяснено выборочным связыванием протия и, соответственно, утяжелением остаточной свободной воды по мере миграции раствора в нисходящем направлении.

Степень концентрирования исходного водного раствора за счет потери воды на гидратацию пород определяем по изменению $\delta_в$ с помощью формул (20, 23). По данным гидрогеологического опробования нижней части молассовой толщи (в интервале глубин 2340-2800 м) и карбонатной толщи (в интервале 2870-3530 м) в соседней скважине-спутнике ОП-1 (выполнено Саатлинской НРЭ), исходный раствор имеет минерализацию M_0 = 40 г/л и Cl-Na состав с небольшой примесью Ca. Для растворенных солей NaCl и $CaCl_2$ принимаем r = 2,2 г/см^3. Из диаграмм изменения f и M с глубиной (см. рис. 4.10) видно, что в интервале 4–7 км вулканитами поглощается около 70% поступившей сверху воды. При этом минерализация раствора возрастает в 2,5-3 раза, достигая 100-110 г/л.

4.3.3.3.2. Состав гелия как индикатор флюидного режима

Благородные газы из-за их химической инертности представляют собою идеальные трассеры миграции подземных флюидов [Craig, Lupton, 1976; Lupton, 1983; Прасолов, 1990]. Среди изотопно-геохимических характеристик благородных газов особая роль принадлежит отношению концентраций легкого и тяжелого стабильных изотопов гелия – $^3He/^4He = R$. Значение R в подземных флюидах очень широко варьирует – от ~10^{-8} (радиогенный "коровый" гелий) до ~10^{-5} (современный гелий мантии, характеризующий вулканические газы, донные базальты океана и другие объекты); атмосферный воздух характеризуется промежуточным значением $R = 1{,}4\times10^{-6}$ [Мамырин, Толстихин, 1981]. Столь резкое различие изотопно-гелиевых меток различных резервуаров позволяет (после внесения поправки на контаминацию опробованного флюида атмогенными компонентами) надежно идентифицировать возможное присутствие мантийной составляющей в коровых флюидах даже при ее очень малых примесях, измеряемых долями процента.

Исследования изотопов гелия в подземных флюидах выявили, в частности, тройственную корреляционную связь между возрастом тектоно-магматической активности в крупных блоках земной коры и средними для каждого блока значениями R и плотности кондуктивного теплового потока q [Поляк и др., 1979; Поляк, 1988]. Эта закономерность, интерпретируемая как результат тепломассопереноса из мантии в кору силикатными расплавами, носит глобальный характер.

Относительно этой обобщенной "чистой линии" индивидуальные значения дают широкую дисперсию, которая отражает, главным образом, местные особенности разгрузки тепломассопотока из мантии в кору. Положительные отклонения R и q легко объясняются повторной магматической активизацией тех или иных участков земной коры. И действительно, все новейшие магматические проявления маркируются высокими значениями R, приближающимися к мантийному уровню ~ 10^{-5}. Но не только эти проявления трассируют мантийную активность. Разгрузка термальных флюидов на поверхность Земли часто создает положительные аномалии R вне видимой пространственной связи с магматическими очагами.

Пониженные значения q отличают молодые прогибы с высоким темпом осадконакопления [Смирнов, 1980 и др.]. Там же в большинстве случаев наблюдаются и низкие (в среднем близкие к каноническому радиогенному[1]) значения R [Polyak, Tolstikhin, 1985; Oxburgh, et al., 1986; Marty et al., 1992], приписываемые некоторыми исследователями большой мощности осадочного чехла, экранирующего возможную разгрузку глубинного гелия. Но это не является общим правилом. Большая мощность осадочного чехла, свыше 10 км, не препятствует грязевым вулканам, активно действующим в районе междуречья Куры и Иори (Восточная Грузия), выносить на дневную поверхность флюиды со значительной примесью мантийной компоненты, как было показано ранее [Матвеева и др., 1978], а затем подтвердилось повторным опробованием тех же грязевых вулканов (И.Л. Каменский, устное сообщение).

Эти и другие примеры показывают, что осадочный чехол, как и земная кора в целом, не является пассивным

[1] В некоторых водоносных комплексах образуется радиогенный гелий с более высоким значением R, приближающимся к ≈20×10^{-8} [Tolstikhin et al, 1996]

http://jurassic.ru/

экраном, который, в зависимости от его толщины, пропускает или не пропускает поток мантийных летучих.

Само представление об автономном сквозькоровом потоке мантийных летучих, довольно широко распространенное, трудно согласовать с корреляцией R не только с q, но и с отношением $^{87}Sr/^{86}Sr$ в твердых продуктах новейшего магматизма [Поляк и др., 1979; Polyak, Tolstikhin, 1985; Поляк 1988], то есть с признаками совместного выноса в кору из мантии как летучих, так и литофильных элементов. Такой вынос, естественно, может быть обеспечен лишь скрытой разгрузкой силикатного массопотока, одновременно транспортирующего и глубинное тепло. Интенсивность и сама возможность дальнейшего прохождения мантийного изотопно-гелиевого сигнала к поверхности Земли зависят не столько от мощности коры или чехла, сколько от плотности и знака внутрикорового флюидного массопотока, т.е. динамики вертикальных флюидных течений. Но если восходящий поток флюидов переносит этот сигнал в верхние горизонты коры, то нисходящий поток может его полностью подавить. Во многих случаях подавление поверхностных следов разгрузки мантийного тепломассопотока, выраженное, в частности, в виде отрицательных R-q аномалий, может служить косвенным признаком нисходящей инфильтрации флюидов. В осадочных бассейнах с базитовым основанием нисходящий поток флюидов может быть инициирован гидратацией погребенных базитов в ходе их метаморфизма (эпигенеза, диафтореза), т.е. иметь метаморфическую природу [Яковлев, 1999].

Изотопный состав гелия во флюидах может использоваться как показатель глубинности заложения флюидопроводящих разломов, выявляемых при поверхностной гелиевой съемке территорий с помощью портативной аппаратуры [Яницкий, 1979]. Положение разлома фиксируется на трассируемом профиле положительной аномалией общей концентрации гелия. Этой аномалии отвечает также положительная аномалия изотопно-гелиевого отношения R, если разлом имеет внутрикоровое заложение, так как он питается флюидами с преимущественно радиогенным (коровым) гелием. Если же разлом является глубинным, связанным с мантией, то положительной аномалии He будет отвечать отрицательная аномалия R, обусловленная повышенным содержанием мантийного ^{3}He в разгружающемся по разлому флюиде, что подтверждается натурными наблюдениями (личное сообщение Б.Г. Поляка).

Таким образом, анализ пространственных вариаций изотопно-гелиевого отношения (наряду с плотностью кондуктивного теплового потока) в разрезе ОБ является важным средством прямого выявления следов тепломассопотока из мантии в кору и косвенного изучения внутрикоровой миграции флюидов. Работы [Ballentine et al., 1991; Torgersen et al., 1992; Яковлев, Поляк, 1997] демонстрируют высокую эффективность использования изотопного состава гелия и других инертных газов для изучения динамики подземных флюидов, содержащих значительные примеси мантийной или/и метеогенной (захваченной в естественных условиях) компоненты.

4.3.3.4. Инструментальное изучение летучих компонентов горных пород

4.3.3.4.1. Задачи и последовательность работ, принципы отбора образцов каменного материала

Основные задачи гидрогеологического изучения каменного материала включают:

1. Определение в образце и характеристика минеральных ассоциаций, структурных и текстурных признаков на макро- и микроуровне, обусловленных деятельностью воды, определяющих пути движения, локализации флюидов и характер связанных с их поступлением вторичных процессов.

2. Определение в образце вещественного состава летучих соединений, заключенных в кристаллических агрегатах в свободном и связанном виде (в том числе, конституционной и кристаллизационной воды), и вторичных минеральных образований с целью восстановления флюидной обстановки минералообразования.

3. Установление генезиса (источников формирования) воды и других летучих, заключенных в кристаллических агрегатах.

Для решения этих задач предусмотрен следующий комплекс методов исследований образцов каменного материала с последовательным переходом от макроуровня к микроуровню и последовательным их разрушением:

– макроскопическое изучение и фотографирование;
– изучение коллекторских и физико-механических свойств;
– электронно-микроскопический анализ;
– изучение флюидных включений;
– выделение летучих веществ из пробы каменного материала;
– рентгеноструктурный анализ;
– геохимическое изучение;
– масс-спектрометрический термический анализ (МТА);
– анализ изотопного состава O, H, C, He и др. элементов (компонентов) в составе летучих и минерального матрикса.

4.3.3.4.2. Выделение летучих веществ из горных пород

Для реконструкции флюидного режима минералообразования могут понадобиться данные о количественном соотношении и изотопном составе летучих компонентов, заключенных в минеральном матриксе. Этапы минералообразования могут заметно различаться по температуре, давлению и составу минералообразующих флюидов. Высвобождение заключенных в породе летучих соединений может быть достигнуто путем ее термической или механической деструкции.

http://jurassic.ru/

Термическая деструкция каменного материала

Данный метод, применяемый при масс-спектрометрическом термическом, дериватографическом и других видах анализа, имеет свои преимущества и недостатки. Достоинство метода заключается в следующем: различающиеся по температуре захвата (или кристаллизации минералов) генерации флюидов могут быть дифференциально выделены из породы при ее ступенчатом нагреве, который обеспечивает последовательное разложение минералов и декрепитацию газово-жидких включений разных генераций.

Вместе с тем, этот способ выделения летучих из горных пород обладает тем недостатком, что при повышенных температурах в отделяющейся из матрикса флюидной смеси могут происходить реакции, изменяющие ее химический и изотопный состав. В ряде случаев эти изменения могут быть учтены путем внесения соответствующих поправок в результаты измерений.

Для дифференциальной термической деструкции горных пород с отбором термических фракций летучих компонентов может быть использована установка, принципиальная схема которой показана на рис. 4.11. Установка содержит двухсекционную печь 1, 3, в которой последовательно размещены реактор 2 с навеской разлагаемой породы и капсула-сухопарник 4, на стенках которой десублимируются труднолетучие вещества (металлы и др.). Последняя соединена с двумя (и более, при необходимости) криогенными ловушками 5, 7. Ловушка 5 снабжена сосудом дюара 6, заполненным жидким азотом или более высокотемпературным хладагетом (сухим льдом в ацетоне и т.п.), и предназначена для осаждения преимущественно воды. Следующая ловушка 7 заполнена сорбентом (цеолитом, активированным углем), снабжена сосудом дюара 8, заполненным жидким азотом и обеспечивает практически полное осаждение всех остальных летучих, присутствующих в горных породах, – углекислоты, азота, кислорода, сероводорода, метана и др. углеводородов, аммиака, благородных газов (в т.ч., некоторой части гелия), водорода и других газов.

Установка работает под вакуумом, начальную степень которого (около 4 МПа) обеспечивает фор-насос. Более высокий вакуум создается при помощи "сорбционного насоса", роль которого играет вторая криогенная ловушка 7. Для отбора из ловушки 7 пробы газа используют присоединенную к ней эластичную камеру (на рис. не показана), при этом снимают с ловушки хладагент и помещают ее в трубчатую печь (не показана). Нагрев ловушки до 400-500 °С обеспечивает полное освобождение сорбента от газов. Активированный таким образом сорбент используется для отгонки новой порции газов (в т.ч. на следующей ступени нагрева пробы горной породы) с повторной подачей на ловушку хладагента. Из первой ловушки 5 отбираются аналогичным образом раздельные пробы высвобождаемой воды.

Отобранные пробы летучих могут быть подвергнуты с помощью самих ловушек 5 и 7 повторной криогенной разгонке с целью выделения индивидуальных веществ или фаз поликомпонентной флюидной смеси. Для этого захваченная газовая смесь выпускается через входной или выходной патрубки ловушки в накопители (капсулы, эластичные камеры) при различных, фиксированных температурах хладагента. Подготовленные таким образом дифференциальные пробы летучих могут быть направлены на спектральный, изотопный и другие виды анализа.

Деструкция породы без нагрева

В случае необходимости выделения из породы флюидов без разложения ее минеральной матрицы используют метод механического разрушения породы под вакуумом. При этом высвобождаются газы, содержащиеся во флюидных включениях, и могут быть получены валовые, обобщенные характеристики свободных флюидов, захваченных минералами разных генераций за всю историю формирования породы.

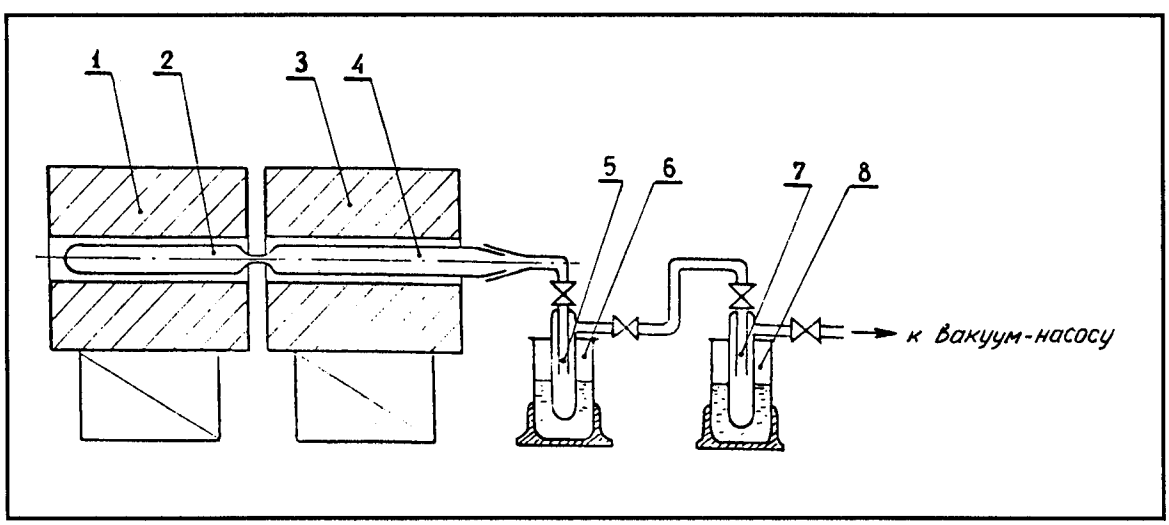


Рис. 4.11. Принципиальная схема установки для дифференциальной термической деструкции горных пород и отбора термических фракций высвобождаемых летучих компонентов

http://jurassic.ru/

Для анализа изотопов ^{13}C и ^{18}O, входящих в состав минеральной решетки карбонатов, производят избирательное разложение карбонатов в измельченной пробе под вакуумом посредством слабой обезвоженной кислоты (обычно ортофосфорной), не разрушающей силикаты и другие породообразующие минералы.

4.3.3.4.3. Масс-спектрометрический анализ термических фракций летучих компонентов

Данный вид инструментальных исследований горных пород, называемый также масс-спектрометрическим термическим анализом (МТА), проводится с целью определения вещественного состава минералов и газово-жидких включениях летучих (воды, газов), содержащихся в кристаллической решетке, в зависимости от температуры их выделения при термической деструкции. Анализу подвергаются предварительно измельченные пробы. Масса пробы должна составлять несколько сотен мг. Этому виду анализа обычно подвергаются образцы осадочных пород, которые уже прошли все стадии катагенеза и достигли *P-T* условий метагенеза или метаморфизма.

Метод заключается в определении скоростей выделения исследуемых соединений путем регистрации ионных токов заданных масс при равномерном или ступенчатом увеличении температуры.

В институте ВСЕГИНГЕО этот вид анализа осуществляется на масс-спектрометре МИ-1201 с приставкой НРМ-2 и системой напуска СНИ-3, управляемой персональным компьютером. Деструкция пробы производится в температурном диапазоне 50 – 1200°С. При этом в составе газовой смеси определяются летучие соединения с массовыми числами, возрастающими в диапазоне от 12 до 44. В этом диапазоне масс регистрируются все соединения С, Н, N и О, являющиеся производными термолиза органического вещества, включая "осколки" углеводородов, аминокислот и др. В число регистрируемых летучих компонентов входят: углерод (массовое число 12), азот (14), метан (16), вода (18), оксид углерода (28), кислород (32), сероводород (34), аргон (40) и диоксид углерода (44).

4.3.4. Методы изучения термического режима

4.3.4.1. Определение параметров тепломассопереноса (v и q_0) по скважинным геотермическим данным

Предлагаемый метод определения эффективной скорости адвекции v в различных интервалах разреза скважины и плотности глубинного теплового потока q_0 базируется на использовании компьютерной программы FILVERT. Разные версии программы, начиная с первой [Яковлев, 1985, 1998$_2$], были применены для обработки геотермических данных по скважинам, пробуренным в районах Кавказских минеральных вод, Закавказья (Саатлинская сверхглубокая) и Паннонском бассейне (Сомбатхей-II). В качестве исходных данных программа использует измеренные на разных глубинах значения температуры T, коэффициента теплопроводности пород λ и удельной мощности тепловых источников A.

4.3.4.1.1. Постановка обратной тепловой задачи

Одномерное уравнение энергетического баланса в (квази)стационарном тепловом поле при наличии в интервале глубин $z \in [h,H]$ адвективного теплопереноса можно записать в виде [Ландау, Лифшиц, 1986]:

$$(\partial/\partial z)\,(\lambda\,\partial T/\partial z) - \rho v c\,\partial T/\partial z + A = 0, \qquad (24)$$

где T – температура Кельвина, λ – коэффициент теплопроводности; r и c – плотность и удельная теплоемкость воды; A – мощность теплового источника в единице объема. Параметр v представляет собой неизвестную средневзвешенную по глубине "эффективную" скорость адвекции, характеризующую суммарный вклад в адвективный теплоперенос фильтрации подземных вод со скоростью $v_в$ и тектонических движений, имеющих скорость $v_п$:

$$v = v_в + v_п\,(c_п\,\rho_п)/(c\,\rho), \qquad (25)$$

где $c_п$ и $\rho_п$ – плотность и удельная теплоемкость водонасыщенной породы.

Если предварительные оценки показывают, что плотность адвективного потока энергии (неизвестная составляющая геоэнергетического баланса) имеет тот же порядок величины, что и вычисляемая на основе прямых измерений плотность кондуктивного теплового потока, то оправдана постановка обратной тепловой задачи – определения средней скорости адвекции v в различных интервалах глубин $[h,H]_k$ по измеренным в них $T(z)$ и $\lambda(z)$. Эту задачу решает численный алгоритм FILVERT, математическое описание которого приведено в работе [Яковлев, 1998$_2$]. Его особенности заключаются в следующем.

Интегрирование уравнения (24) дает

$$\lambda\mathrm{d}T/\mathrm{d}z - \rho v c T + A z = -q, \qquad (26)$$

где q – произвольная константа интегрирования, имеющая вид плотности потока энергии. В этом уравнении имеются два неизвестных, v и q, остальные параметры могут быть измерены (λ, T, A, z) или заданы с необходимой точностью (ρ, c, A). Поиск решения уравнения (26) относительно пары неизвестных представляет собой тривиальную задачу, использующую ту или иную технику вычислений. Численный алгоритм FILVERT использует метод наименьших квадратов.

На рис. 4.12 показан общий вид вертикального распределения измеренных параметров – T, λ и их производных, grad$T$ и плотности кондуктивного теплового потока $q_c = -\lambda\,\mathrm{grad}T$ – в скважинах глубиной порядка 2-2,5 км, исследованных описываемым методом (разумеется, в расчет брались только длительно простаивающие по окончании бурения скважины). Распределе-

http://jurassic.ru/

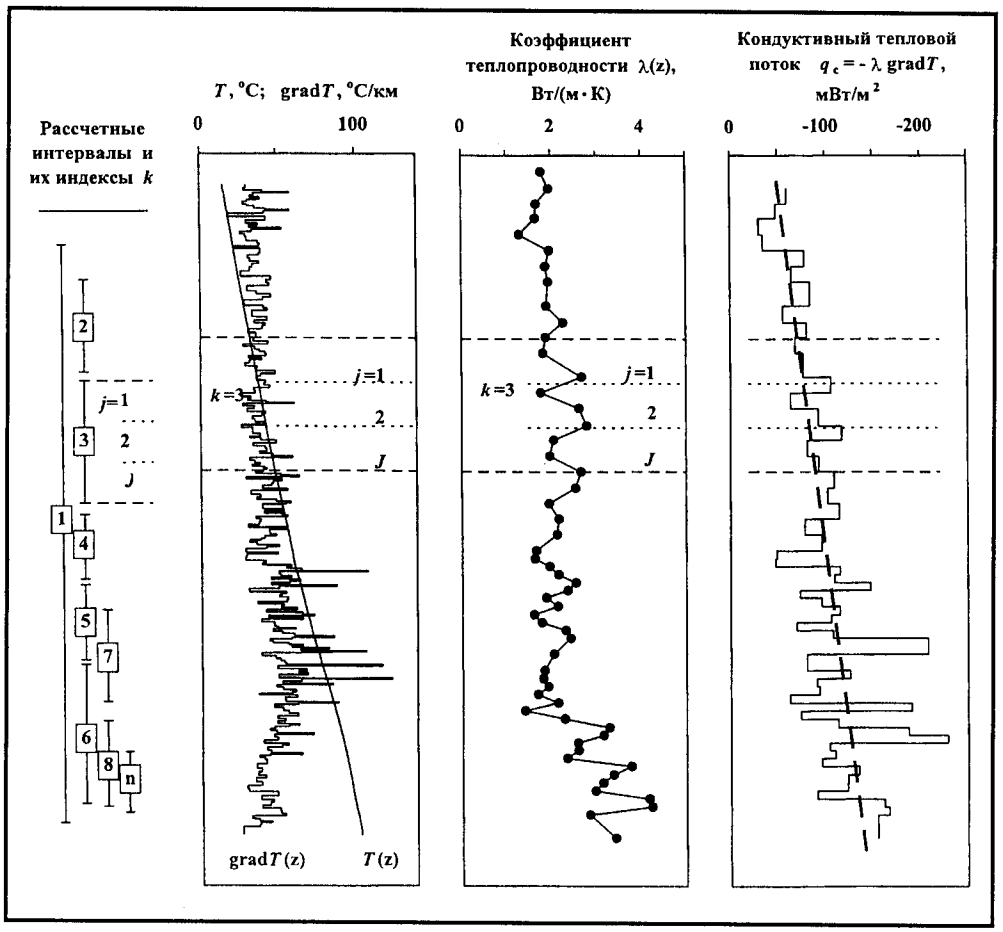


Рис. 4.12. Геотермические данные, используемые программой FILVERT. В левой части показан пример разбивки изучаемого разреза на n расчетных интервалов (нумеруемых индексом k) и J участков интегрирования (индекс j)

ние температуры отслеживалось достаточно детально, с шагом от нескольких до 10-20 метров в зависимости от текущего геотермического градиента, величина которого часто колеблется в широких пределах, на порядок величины и более. Менее детально, как правило, отслеживаются вариации коэффициента теплопроводности: лишь отдельные экстремумы на приведенной диаграмме охарактеризованы более чем одной точкой. Результирующее распределение плотности теплового потока лишь отчасти отражает локальные истинные значения составляющих его λ и $gradT$ и имеет существенно стохастический характер. Еще менее детально, чем λ охарактеризовано распределение удельной теплогенерации A. Однако введение A в расчет изменяло конечное решение незначительно, в пределах первых процентов.

Таким образом, исходные данные носят в значительной мере случайный характер. Рассматриваемый алгоритм учитывает это обстоятельство.

Адвекция теплоносителей, воды и породы – не единственный фактор, осложняющий одномерную кондуктивную теплопередачу. Однако в рассматриваемом вычислительном аппарате влияние остальных факторов (латерального теплопереноса, рефракции и др.) на тепловое поле не учитывается в явном виде. Оно присутствует неявно в искомой величине скорости v, которая, таким образом, отображает в виде расчетной кинематической характеристики все возможные возмущения теплового поля, осложняющие кондуктивную теплопередачу вдоль оси z. Во многих случаях скорость фильтрации воды $v_в$ все же достаточно велика, свыше первых мм/год, и относительным влиянием прочих факторов как на тепловое поле, так и на определяемую величину v можно пренебречь, о чем упоминалось выше.

Теплогенерация или поглощение тепла могут обуславливать заметные вариации q по глубине. Наиболее распространенные источники тепла в недрах – это радиоактивный распад и экзотермические реакции (гидратация пород, процессы окисления и др.). Напротив, такие энергоемкие процессы, как ката-метагенез осадочных пород, преобразование захороненного органического вещества на ранней стадии катагенеза потребляют тепло. Вместе с тем, на фоне потока тепла из мантии эндо- и экзотермические процессы вносят подчиненный вклад в тепловой баланс слоев мощностью до первых сотен - тысяч метров. Кроме того, традиционные определения удельной теплогенерации A дают довольно обобщенную картину ее распределения по разрезу скважины. Поэтому в рассмат-

http://jurassic.ru/

риваемую модель введено упрощение: величина A принята постоянной в каждом расчетном интервале глубин (кусочно-постоянной во всем изучаемом разрезе): A_k = Const, $z \in [h,H]_k$ (k=1,2,...,n).

Поскольку произвольная константа интегрирования q меняется с глубиной из-за теплогенерации, то искомая q заменяется другой неизвестной константой q_H, которая отвечает плотности теплового потока в подошве расчетного интервала $z=H$:

$$q = q_H + A\,(z - H). \tag{27}$$

Вводя вместо z переменную $z - H$, получаем вместо (26) следующую запись уравнения непрерывности теплового потока в каждом расчетном интервале:

$$-\lambda \mathrm{d}T/\mathrm{d}z + \rho v c T - A(z - H) = q_{\mathrm{H}}. \tag{28}$$

4.3.4.1.2. Математическое описание процедуры вычисления скорости адвекции v

Выделяем несколько расчетных интервалов глубин, различным образом возмущенных флюидными токами (см. рис. 4.12), с тем, чтобы определить в каждом из них средневзвешенные значения q_{H} и скорости адвекции v. Автоматизированная процедура вычислений v и q_{H}, реализующая метод наименьших квадратов, основана на следующем математическом аппарате.

Разбиваем расчетный интервал на равные части (подинтервалы) числом $J \geq 3$ с границами (Z_j, Z_{j+1}). Разделив уравнение (28) на λ, интегрируем его в j-ом подинтервале глубин от Z_j до Z_{j+1} и, переходя к конечным разностям ($dz \to \Delta z$), получаем систему из J алгебраических уравнений для двух неизвестных, v и q_H:

$$a_j v - b_j q_H - c_j = 0, \quad (j = 1,2, \ldots, J), \tag{29}$$

где

$$a_j = c\rho \frac{h}{2} \sum_j \left(\frac{T_i}{\lambda_i} + \frac{T_{i+1}}{\lambda_{i+1}} \right), \tag{30}$$

$$b_j = 0{,}5 \Delta z \sum_j \left(\frac{1}{\lambda_i} + \frac{1}{\lambda_{i+1}} \right), \tag{31}$$

$$c_j = \Delta T_j + 0{,}5 A \Delta z \sum_j \left(\frac{z_i}{\lambda_i} + \frac{z_{i+1}}{\lambda_{i+1}} \right) - AH b_j, \tag{32}$$

ΔT_j – перепад температур между подошвой и кровлей j-го интервала.

В выражениях (30-32) индекс i пробегает значения i = 1,2, ... ,I, где I есть число шагов аппроксимации j-го интеграла, причем $I \geq 5$.

Система из $J \geq 3$ уравнений (29) для двух неизвестных является переопределенной. Однако существует пара оптимальных значений $v=v_{opt}$, $q_H=q_{opt}$, удовлетворяющих каждому из ее уравнений нестрого:

$$a_j v_{opt} - b_j q_{opt} - c_j = \tilde{\Delta}_j \neq 0, (j = 1,2, \ldots, J). \tag{33}$$

Решение (v_{opt}, q_{opt}) оптимально при наименьшей сумме квадратичных невязок:

$$D(v,q) = \sum_{j=1}^{J} \tilde{\Delta}_j^2 \to \min = D(v_{opt}, q_{opt}), \tag{34}$$

где $D(v,q)$ есть суммарная квадратичная невязка. Условие (34) выполняется, если

$$\partial D/\partial v = \partial D/\partial q = 0. \tag{35}$$

Подставляя (34) в (35), с учетом (33), получаем искомое решение:

$$v_{opt} = \frac{\sum b_j^2 \sum a_j c_j - \sum a_j b_j \sum b_j c_j}{\sum a_j^2 \sum b_j^2 - \left(\sum a_j b_j\right)^2},$$
$$q_{opt} = \frac{\sum b_j c_j - v_{opt} \sum a_j b_j}{\sum b_j^2} \tag{36}$$

Компьютерная программа FILVERT предусматривает выделение расчетных интервалов вручную, с учетом геологического строения разреза. Затем в каждом интервале ведется поиск оптимального решения путем последовательного перебора всех возможных вариантов его разбиения на подинтервалы интегрирования так, что число последних J пробегает значения, возрастающие от J_0=3 до $J_{\max}$. При этом число шагов аппроксимации I убывает от I_0 до $I_{\min}$=5, соответственно. Для каждого варианта вычисляются v, q и D. В итоге программа находит и выводит на печать пару значений (v_{opt}, q_{opt}) и соответствующее ей минимальное значение $D=D_{\min}$, отвечающие наилучшему способу разбиения данного интервала на подинтервалы интегрирования.

Выбор границ расчетных интервалов носит отчасти субъективный характер, и для точного решения требуется проверка других возможных вариантов их расположения. В последней версии программы FILVERT4 эта рутинная процедура автоматизирована как процесс сканирования окрестностей выбранных границ с заданным шагом по глубине. Это позволило повысить точность решения и дало возможность построения детальных эпюр вертикального распределения v и q_{H} путем сканирования всего разреза скважины.

4.3.4.1.3. Вычислительные погрешности и область применимости метода

Структура вычислительных погрешностей и область устойчивости разностной схемы FILVERT подробно рассмотрены в работе [Яковлев, 1998$_2$]. Предельные вычислительные погрешности определения v и q равны

$$\delta_v = \frac{\sum b_j^2 \sum a_j \Delta_j - \sum a_j b_j \sum b_j \Delta_j}{vc\rho\left(\left(\sum a_j b_j\right)^2 - \sum a_j^2 \sum b_j^2\right)},$$
$$\delta_q = \frac{\sum a_j b_j \sum a_j \Delta_j - \sum a_j^2 \sum b_j \Delta_j}{q\left(\left(\sum a_j b_j\right)^2 - \sum a_j^2 \sum b_j^2\right)}, \tag{37}$$

http://jurassic.ru/

где Δ_j – общая предельная погрешность, включающая суммарные погрешности измерений Δ^e_j и разностной аппроксимации гладких функций Δ^a_j, а также невязку $\tilde{\Delta}_j$:

$$\Delta_j = \Delta^e_j + |\Delta^a_j| + |\tilde{\Delta}_j|; \quad (38)$$

$$\Delta^e_j = |\delta_1 a_j v| + |\delta_2 \Delta T_j| + |\delta_A d_j|; \quad (39)$$

$$\Delta^a_j = \Delta a_j v - \Delta b_j q + \Delta d_j; \quad (40)$$

$$\delta_1 = |\delta_{cp}| + |\delta_T|; \quad \delta_2 = |\delta_\lambda| + |\delta_T|; \quad (41)$$

Δa_j, Δb_j, Δd_j — погрешности аппроксимации, определяемые для метода трапеций зависимостью вида [Мудров, 1991]:

$$\Delta f = -\frac{h^2}{12} \int_{z_j}^{z_{j+1}} f''(z)dz; \quad (42)$$

δ_{cp}, δ_T, δ_λ, δ_A – предельные относительные погрешности определения исходных параметров, указанных в индексах: c_p – объемная теплоемкость воды, T – температура, λ — коэффициент теплопроводности среды, A — объемная теплогенерация.

При вычислительных погрешностях δ_v и δ_q, не превышающих разумных пределов, решение (v, q) будет достаточно надежным, если расчетная скорость составляет не менее десятых долей (n×0,1) мм/год по абсолютной величине, а константа интегрирования q – не менее 10 мВт/м^2. Это заключение подтверждено результатами численных экспериментов, проведенных с помощью программы FILVERT на тестовых и натурных данных. Указанное ограничение минимальной величины v, вычисление которой можно считать достаточно надежным, значительно ниже характерных значений v, встречающихся в естественных условиях земной коры, и рассмотренный алгоритм может быть широко использован для решения геотермических и гидродинамических задач.

4.3.4.2. Определение плотности глубинного теплового потока q_0 графоаналитическим способом

Основная предпосылка предлагаемого способа определения плотности глубинного теплового потока q_0 состоит в следующем. Пусть скорость адвекции v переменна по глубине z, а q изменяется пропорционально v. Если при этом коэффициент пропорциональности постоянен для всего разреза, то нулевой скорости адвекции в произвольном сечении z будет отвечать одна и та же величина $q = q_0$.

Для определения q_0 необходимо иметь некоторое множество заметно различающихся между собой пар средних значений v и q, характеризующих разные фрагменты разреза с целью аппроксимации этого множества единым уравнением регрессии, которое дает $q = q_0$ при $v = 0$. Фигуративные точки, отвечающие полученным

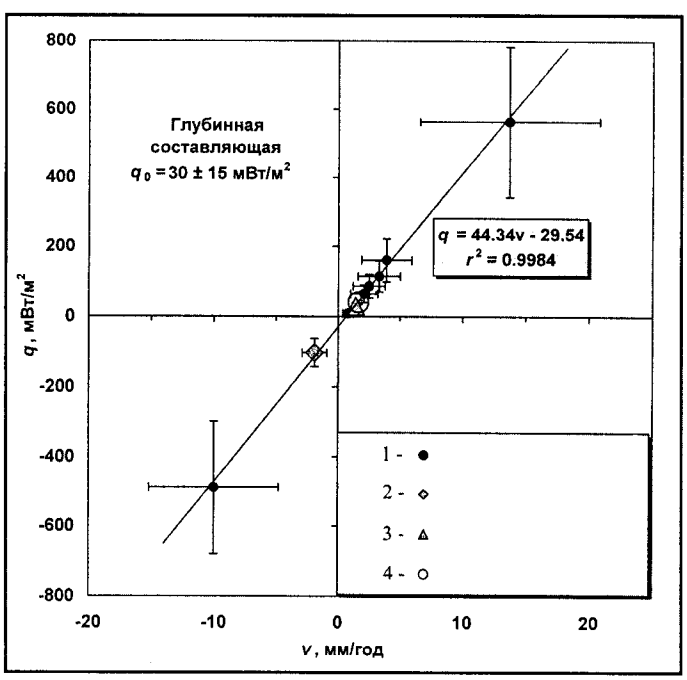


Рис. 4.13. Зависимость между расчетной константой интегрирования q и эффективной скоростью адвекции v, вычисленными с помощью программы FILVERT как средние для различных интервалов разреза Саатлинской сверхглубокой скважины

1-4 – фигуративные точки, характеризующие частные решения (v, q) обратной тепловой задачи: 1 – в пределах локальных интервалов глубин, 2 – выше зоны АВПД (глубина <1520 м), 3 – ниже зоны АВПД (глубина >1580 м), 4 – по разрезу в целом

http://jurassic.ru/

парам (v, q), наносятся на график в координатах $q - v$, а затем находится линия регрессии, аппроксимирующая полученное семейство точек с минимальным коэффициентом корреляции (рис. 4.13). Точка пересечения линии регрессии с осью q ($v = 0$) отвечает плотности глубинного теплового потока q_0, передаваемого в изучаемый разрез чисто кондуктивным путем. Как показало исследование реальных скважин, найденное множество парных решений образует тесное облако точек, хорошо аппроксимируемое прямой вида

$$q = Bv + q_0, \qquad (43)$$

где коэффициент B зависит от геологического строения и геотермических условий данного региона.

Рассматриваемый метод был использован для определения вариаций скоростей флюидных токов по глубине и плотности глубинного теплового потока по данным геотермических и сопутствующих исследований, выполненных в Саатлинской сверхглубокой скважине [Яковлев, 1999].

4.3.4.2.1. Характеристика исходных данных

На рис. 4.14 показано распределение в разрезе Саатлинской скважины исходных параметров – измеренных (температуры T и коэффициента теплопроводности λ) и расчетных (геотермического градиента grad$T$ и плотности кондуктивного теплового потока $q = -\lambda\ \mathrm{grad}T$).

Температура. Степень соответствия ее значений, измеренных в буровой скважине, естественному геотермическому полю зависит, как известно, прежде всего от продолжительности бурения и последующей выстойки – периода покоя скважины [Дахнов, Дьяконов, 1952] В Саатлинской СГС после трехмесячной выстойки в 1981 г. была получена непрерывная термограмма в интервале глубин 30–6870 м, на границах которого температура составила 12,7–134,0°С соответственно. В интервале 150–6500 м ее значения с точностью 1–2°С совпали с измеренными в отстоящей на 100 м от СГС скважине-спутнике ОП-1 после ее длительного периода покоя (более 1 года). Мощность "нейтрального слоя" в Саатлинской СГС равна 250 м. Температура на этой глубине, равная 12,3 °С, совпала со среднегодовой температурой атмосферного воздуха, 12 °С [Гидрогеология СССР..., 1968]. В таких случаях температуры и на большей глубине должны были за время покоя скважины восстановиться до естественных значений [Фролов, 1966]. Поэтому имеющаяся термограмма считается отражающей естественное, не нарушенное бурением геотемпературное поле с удовлетворительной точностью.

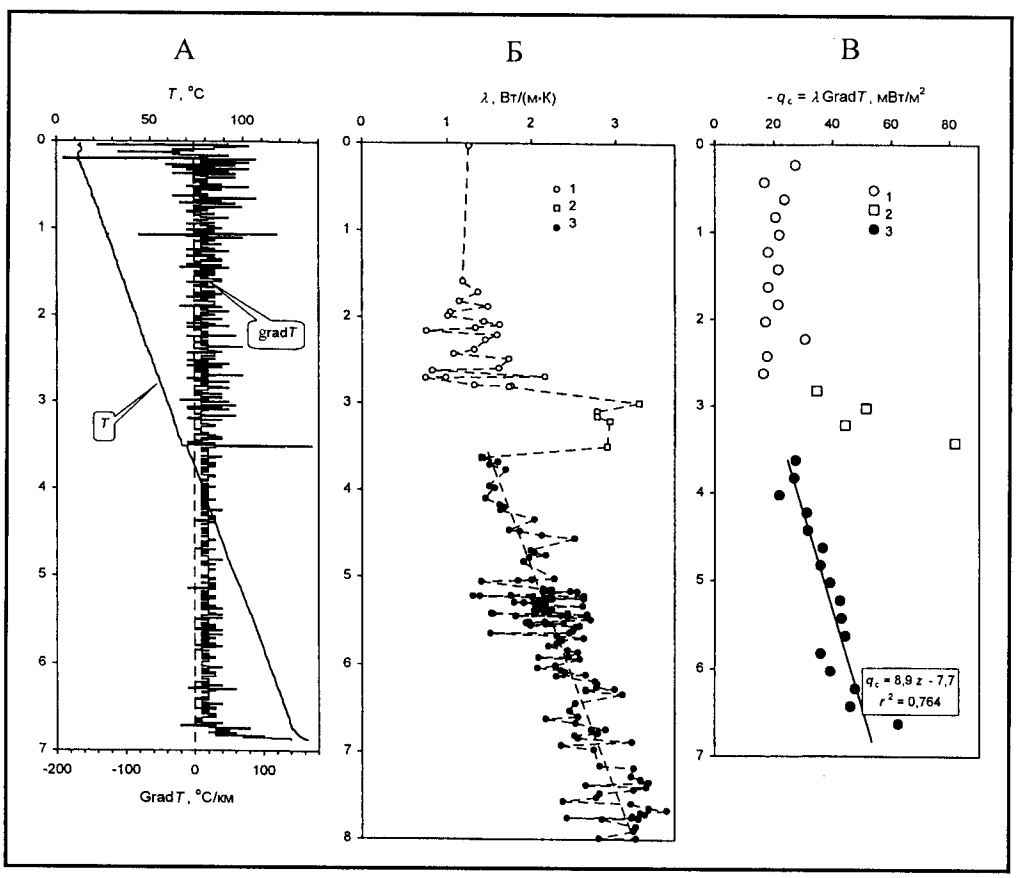


Рис. 4.14. Вариации геотермических параметров в разрезе Саатлинской скважины

А – температура и геотермический градиент (термокаротаж выполнен в 1981 г. сотрудниками Грозненской геофизической экспедиции); Б – коэффициент теплопроводности; В – расчетные значения плотности теплового потока

http://jurassic.ru/

Термометрические данные показали, что по сравнению с прилегающими к Кюрдамир-Саатлинскому поднятию районами Куринской впадины, геотемпературное поле которых охарактеризовано в работе [Рустамов, Рзаев, 1983], разрез скважины заметно охлажден – на 40–50°С на глубине 6-7 км.

Геотермический градиент. Вертикальный градиент температуры G колеблется в изученном разрезе в довольно широких пределах, от –190 до +170°С/км, однако его трендовая составляющая практически не меняется по глубине и среднее значение равно 17,7°С/км. В осадочном разрезе (0-3530 м) G варьирует в пределах от –190 до +120 °С/км, однако большинство значений не выходит за пределы 0… 80°С/км; максимальная изменчивость G наблюдается в верхних 250 м разреза и на глубине 1080 м. В окрестностях контакта известняков с вулканогенной толщей (в интервале глубин 3520-3530 м) отмечается рекордно высокое локальное значение градиента, 170°С/км. В пределах вулканогенной толщи локальные значения G колеблются по глубине в более узком диапазоне, чем в осадочной толще: 10–30°С/км. Лишь в призабойной зоне, глубже 6770 м градиент резко увеличился до 140°С/км, что указывает на неполную релаксацию температуры за время покоя скважины в 100-метровой призабойной части разреза.

Теплопроводность. В 1984 г. Ю.А. Поповым было выполнено определение коэффициента теплопроводности λ методом оптического сканирования на 225 сухих образцах керна из интервала глубин 1590-8000 м. Как видно из диаграммы, имеют место сильные и неравномерные осцилляции λ по глубине; их размах достигает 40-60% от трендовой составляющей. В пределах молассы λ варьирует в диапазоне 0,74–2,16 Вт/(м·К). Контрольные измерения λ влагонасыщенных (при атмосферном давлении) образцов песчано-глинистых пород молассы дали значения, превышающие в среднем на 50% таковые в сухих образцах. Повышенные значения λ известняков – 2,78–3,28 Вт/(м·К) объясняются тем, что в естественных условиях они содержат трещины и каверны, отсутствующие в условиях лабораторных измерений на монолитных обломках керна. В толще вулканитов λ закономерно растет с глубиной от 1,4-1,7 Вт/(м·К) (3,5 км) до 2,6-3,4 (7 км). В целом диаграмма распределения λ по глубине имеет в значительной мере стохастический характер из-за неравномерного нарушения физических свойств пород при хранении керна. Причиной тому служат разуплотнение и рассыхание образцов керна при их хранении, особенно заметные в образцах, извлеченных с больших глубин (свыше 6 км).

Теплогенерация. Мощность радиогенной теплогенерации $A_р$ была определена по выборочным измерениям содержания U, Th и K в породах разреза А.А. Смысловым и др. в 1980 г. (ВСЕГЕИ). В породах молассы она составила, в среднем, $A_р = 0{,}9\times10^{-6}$ Вт/м^3. В молассе радиогенная теплогенерация должна отчасти компенсироваться эндотермическими процессами катагенеза [Тимофеев и др., 1989], но для их количественной оценки данных не хватает. В вулканитах же к эффекту радиоактивного распада около $A_р = 0{,}3\times10^{-6}$ Вт/м^3 добавляется еще и выделение тепла в результате их гидратации. Эта хемогенная теплогенерация $A_г$ может быть оценена по формуле

$$A_г = (w/100)\rho_0 Q_г/(M_в\tau), \qquad (44)$$

где w – приращение содержания воды в породе за счет гидратации, ρ_0 – плотность породы, $Q_г$ – мольная теплота гидратации, составляющая +42 кДж на 1 моль связанной воды [Файф и др., 1981], $M_в = 18$ г/моль – мольная масса воды, $\tau = 2$ млн лет $= 6{,}3\cdot10^{13}$, с – длительность гидратации. Принимая оценочные значения параметров: w = 1 %, ρ_0 = 2750 кг/м^3, $Q_г$ = 42 000 Дж/моль, получаем $A_г = 1\times10^{-6}$ Вт/м^3. Суммарная мощность теплогенерации в вулканитах составляет $A = A_р + A_г = 1{,}3\times10^{-6}$ Вт/м^3.

Кондуктивный тепловой поток. Его плотность q_c, оцениваемая произведением градиента температуры на коэффициент теплопроводности пород, в Саатлинской скважине варьирует в широком диапазоне: в молассе q_c = 35 мВт/м^2, в карбонатной толще возрастает до 45 мВт/м^2, а в вулканогенной толще закономерно изменяется от 30 мВт/м^2 в интервале 4000–4500 м до тех же 45 мВт/м^2 в интервале глубин 6500–7000.

4.3.4.2.2. Результаты компьютерной обработки геотермических данных

Основные результаты обработки программой FILVERT геотермических данных по Саатлинской СГС приведены в табл. 4.4. Они получены путем простого осреднения выходных данных по четырем вариантам счета, которые различались теми или иными поправками, внесенными в исходные данные. В первых двух вариантах счета в измеренные значения λ никакие поправки не вносились; в первом варианте мощность теплогенерации A была задана в соответствии с приведенными выше измерениями и оценками, а во втором варианте было принято нулевое значение теплогенерации по всему разрезу. Другие варианты отличаются от первых двух введением в измеренные λ пород молассы поправки на потерю влагонасыщенности в виде множителя 1,5; эта пара вариантов, как и первая, различалась введением теплогенерации в расчет или исключением ее из расчета. Расхождение параметров v и q, рассчитанных по всем вариантам, лежит в пределах указанных вычислительных погрешностей δ_v и δ_q, которые составляют, в среднем, 52 % и 36 %, соответственно. Для определения δ_v и δ_q были заданы фиксированные значения ошибок определения (измерения) исходных параметров: температуры $\delta_T = \pm5$ %, коэффициента теплопроводности пород $\delta_\lambda = \pm20$ %, приведенной теплоемкости воды $\delta_{ср} = \pm5$ % и теплогенерации $\delta_A = \pm40$ %.

Расчетный параметр v есть эффективная скорость адвекции, которая связана со скоростью фильтрации

http://jurassic.ru/

Таблица 4.4.

Вариации скорости адвекции v и плотности теплового потока q в разрезе Саатлинской скважины

Положение расчетного интервала в разрезе	Интервал, м	v, мм/год			Погрешность δ_v, %	q, мВт/м^2			Погрешность δ_q, %
		среднее	мин.	макс.		среднее	мин.	макс.	
В среднем по разрезу	690–6530	1,6	1,2	2,0	24	40	34	46	14
Моласса, выше зоны АВПД	218–1518	–1,9	–1,1	–2,7	40	–102	–45	–159	56
Ниже зоны АВПД	1580–6560	1,4	1,1	1,7	20	29	18	40	37
Нижняя часть молассы	1618–2903	3,3	1,4	5,2	58	114	74	154	35
Молассовая толща в целом	507–2790	0,8	0,4	1,2	53	9	6	12	33
Карбонатная толща в целом	2863–3520	13,7	5,1	22,3	63	563	338	788	40
Вулканогенная толща	3565–3948	–10,0	–7,3	–12,7	27	–489	–269	–709	45
Вулканогенная толща	4188–5820	2,5	1,1	4,0	58	86	56	116	35
Вулканогенная толща	5913–6743	3,9	1,8	6,0	55	160	109	211	32
Вулканогенная толща в целом	3495–6615	2,1	0,8	3,4	63	64	39	89	39

воды $v_в$ и скоростью движения вмещающих пород $v_п$, с учетом соответствующих значений приведенной теплоемкости $(c\rho)$ и $(c\rho)_п$, соотношением (25):

$$v = v_в + v_п(c\rho)_п/(c\rho) \approx v_в + 0{,}6\ v_п\ .$$

При $v_п = 0{,}8$ мм/год получаем выражение для скорости фильтрации, мм/год:

$$V_в \approx v - 0{,}6\ v_п = v - 0{,}5.$$

Таким образом, скорость фильтрации подземных вод в том или ином расчетном интервале глубин меньше соответствующей скорости v, приведенной в табл. 4.4, на 0,5 мм/год.

Расчетная вертикальная скорость адвекции v обнаруживает закономерные вариации по глубине (рис. 4.15). В интервале 1520–1580 м расчет указывает на существование зоны пьезомаксимума: выше этой зоны скорость направлена вверх, $v = -1{,}9 \pm 0{,}8$ мм/год, а ниже она положительна (направлена вниз), $v = 1{,}4 \pm 0{,}3$ мм/год. Средневзвешенная по разрезу молассовой толщи вертикальная скорость фильтрации воды составила $v_в = 0{,}9$ мм/год. Эти результаты хорошо согласуются с балансовой оценкой скорости водно-породной адвекции и данными гидрогеологического каротажа [Яковлев, 1999].

Внутри нисходящего в целом потока флюидов скорость меняется скачкообразно в локальных интервалах глубин, местами даже изменяя свой знак. Автоматизированная процедура "сканирования" разреза показала локальное разделение нисходящего в целом потока на восходящую и нисходящую составляющие в районе отметок 4100 и 6200 м. Такое разделение флюидного потока объясняется его тяготением к ослабленным зонам тектонического и иного происхождения, выявленным, в частности, на этих глубинах по описанию керна, данным гидрогеологического и геофизического каротажа. Эти локальные скачки скорости все же не затушевывают интегральный эффект нисходящей адвекции, который проявился в характерных вариациях температуры и плотности кондуктивного теплового потока по глубине.

Расчетная константа интегрирования q варьирует по разрезу с тем же знаком, что и скорость v, практически повторяя график $v - z$ (см. рис. 4.15) с точностью до некоторого постоянного множителя и не требует дополнительной графической иллюстрации. Гораздо информативнее в этом отношении уже рассмотренный в качестве примера график корреляции между q и v (см. рис. 4.13), на котором полученному множеству решений (v, q) отвечает компактное семейство фигуративных точек, аппроксимируемое линией регрессии $q = 44{,}34\ v - 29{,}54$. Эта прямая имеет почти функциональный смысл (коэффициент корреляции близок к единице), несмотря на большие доверительные интервалы частных значений. Точка ее пересечения с осью ординат ($v = 0$) дает плотность глубинного теплового потока $q_0 = 30 \pm 15$ мВт/м^2, передаваемого в данном фрагменте земной коры чисто кондуктивным путем (при отсутствии адвекции). Этот результат хорошо согласуется с оценкой плотности теплового потока на поверхности мантии в данном районе: $q_0 = 24{,}7$ мВт/м^2 [Смирнов, 1980].

4.3.4.3. Реконструкция термической истории осадочного бассейна

Задача реконструкции термической истории ОБ относится к прямым тепловым задачам, нацеленным на поиск наиболее вероятного распределения температуры и плотности кондуктивного теплового потока как функций пространственных координат и минувшего

http://jurassic.ru/

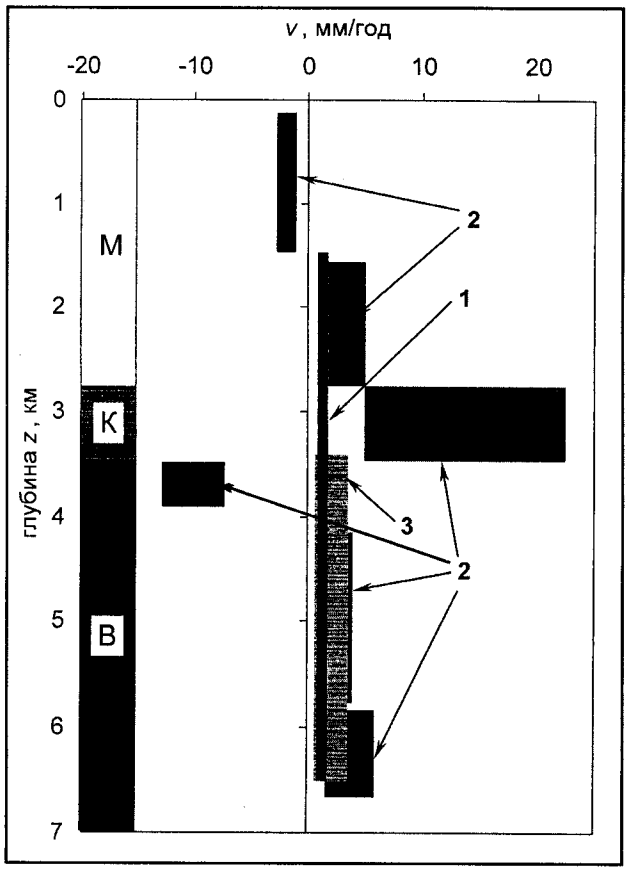


Рис. 4.15 Вариации эффективной скорости вертикальной адвекции (v) в разрезе Саатлинской скважины, вычисленные по геотермическим данным (измеренным T и λ) с помощью программы FILVERT. М – моласса, К – известняки, В – вулканиты
1-3 – диапазоны расчетной скорости адвекции: 1 – интегральной, характеризующей весь разрез ниже пьезомаксимума (зоны АВПД), фиксируемого в молассовой толще в интервале глубины 1520 – 1580 м; 2 – в локальных расчетных интервалах; 3 – в пределах всей вулканогенной толщей

геологического времени. В общем случае для постановки такой задачи может использоваться приведенное выше (11) нестационарное уравнение сохранения энергии вида:

$$\nabla q - A = -\partial(\rho_n e_n)/\partial t \qquad (11)$$

Эта запись баланса энергии может быть при необходимости дополнена другими уравнениями баланса (массы, количества движения, энтропии) [Де Гроот, Мазур, 1964; Ландау, Лифшиц, 1986]. Включение в изучаемый баланс (энергии, массы и т.д.) того или иного набора компонентов принято обосновывать оценками безразмерных критериев подобия (Пекле, Остроградского, Фурье, Рейнольдса и др.).

Однако до последнего времени в практике геотермических палеореконструкций математическое описание баланса энергии обычно составлялось с учетом далеко не полного набора значимых компонентов. Упрощенная постановка тепловой задачи (в частности – термических палеореконструкций) является мерой вынужденной. С одной стороны, она обусловлена ограниченными возможностями существующих аналоговых и математических (аналитических и численных) моделей нестационарного теплопереноса. С другой стороны, постановка тепловой задачи в наиболее полном, развернутом виде (с учетом всех значимых компонентов энергетического баланса) бывает, как правило, лишена смысла из-за дефицита исходных геотермических и сопутствующих геолого-геофизических данных необходимого качества и детальности. Недостаточно высокое качество натурных данных при чрезмерно усложненной постановке тепловой задачи может приводить к неустойчивости математической модели, необъективности, случайному характеру искомого решения. Преодоление этих трудностей при реконструкции термической истории ОБ видится в выборе (и при необходимости усовершенствовании) аналоговых и/или математических моделей тепломассопереноса, уровень сложности которых соответствует качеству исходных эмпирических данных.

Существует немало численных и аналоговых методов моделирования, используемых в геологии для решения нестационарных задач теплопроводности [Хуторской, 1996]. При моделировании нестационарной теплопроводности дифференциальное уравнение в частных производных вида (11) упрощается путем введения ряда допущений (о постоянстве коэффициентов в уравнении, равенстве нулю векторных компонент по одной или двум пространственным координатам, отсутствии источников и др.), а затем решается путем аппроксимации его с помощью той или иной разностной схемы.

При использовании метода *электрических аналогий* тепловые сопротивления и теплоемкость сплошной среды моделируются с помощью сетки дискретных электрических сопротивлений и емкостей. Для аналогового моделирования чаще всего используются электроинтегратор ЭИ-12 и сеточная модель МСМ (УСМ), имеющие, соответственно, 448 и 361 узловые точки. Несмотря на широкое распространение мощной вычислительной техники и высокоточных компьютерных программ, метод аналогового моделирования все еще остается на вооружении геотермиков, благодаря своим очевидным достоинствам: он отличается простотой и наглядностью, позволяя решать широкий спектр задач кондуктивной теплопроводности с погрешностью, не превышающей 2-3 %.

Среди многочисленных *компьютерных средств моделирования* нестационарной теплопроводности, применяемых в геологии, следует обратить внимание на программные комплексы "TERMOGRAF" и "ГАЛО".

Пакет программ "TERMOGRAF" разработан В.С. Кудрявцевым и С.А. Перфильевым (МГТУ им. Н. Баумана) для решения двухмерных задач кондуктив-

http://jurassic.ru/

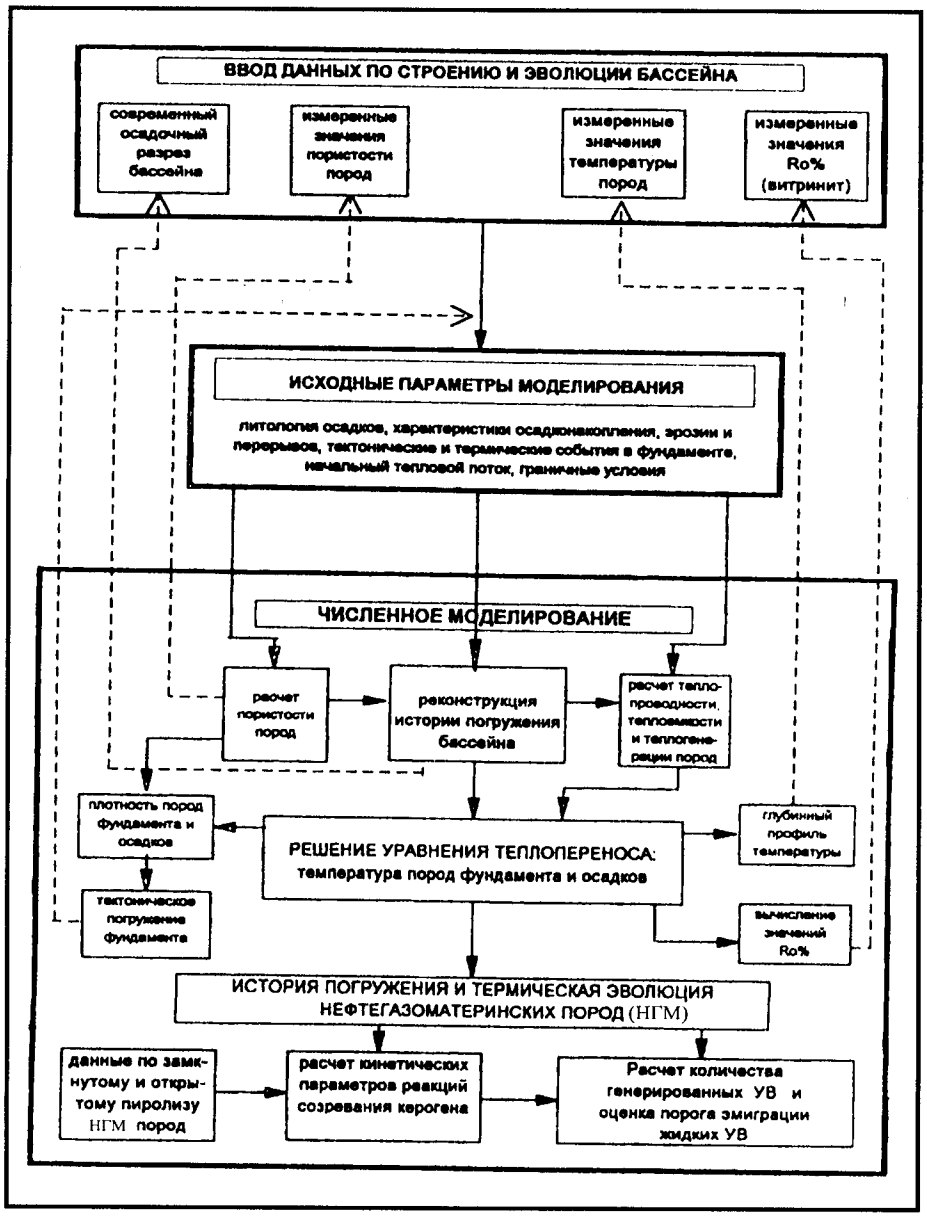


Рис. 4.16 Блок-схема системы "ГАЛО"

ной нестационарной теплопроводности при наличии тепловых источников произвольной конфигурации [Хуторской, 1996]. Решаемое уравнение имеет вид:

$$\lambda\partial^2T/\partial x^2 + \lambda\partial^2T/\partial z^2 + A = c\rho\ \partial T/\partial t, \qquad (45)$$

где параметры теплофизических свойств (λ, c, ρ) и объемная мощность теплогенерации A являются кусочно-постоянными функциями координат x, z, t, отражающими конфигурацию контрастных фрагментов среды внутри области моделирования; эта конфигурация может меняться во времени. Для решения тепловой задачи используется численный метод конечных элементов с квадратичной аппроксимацией функции температуры между узлами прямоугольной сетки с произвольно заданными линейными размерами. Сетка состоит из 41×41 узлов. Диалоговый режим позволяет задавать или изменять при необходимости любые условия или параметры на любом временном шаге. Программа рассчитывает вариации температуры $T(x_i,z_j,t_k)$ и плотность теплового потока $q(x_i,z_j,t_k)$, которые могут быть отображены графически на мониторе компьютера.

При всех очевидных достоинствах пакета программ "TERMOGRAF" область его применения ограничена случаями, когда адвективной формой теплопереноса можно пренебречь. К сожалению, вводить такое упрощение при реконструкции термической истории формирующегося (сравнительно молодого) осадочного бассейна, как правило, нельзя, так как литификация осадков сопряжена с непрерывным оттоком флюидов, существенно влияющим на распределение T и q. Привлекаемый для анализа таких случаев числен-

http://jurassic.ru/

ный алгоритм должен учитывать вклад адвективной формы теплопереноса в энергетический баланс ОБ. Эта возможность предусмотрена в системе вычислительных программ "ГАЛО".

Система программ "ГАЛО" разработана Ю.И. Галушкиным с соавторами (МГУ им. М.В. Ломоносова) для разносторонней реконструкции развития ОБ – истории погружения и литификации осадочных пород, реализации их нефтегазогенерационного потенциала, вариаций геотемпературного поля [Галушкин, 1998]. Данный пакет программ позволяет осуществлять комплексный анализ геодинамических и тепловых процессов в ходе эволюции ОБ различных геодинамических типов, оценивать влияние этих процессов на созревание органического вещества осадков и моделировать реализацию углеводородного потенциала бассейнов на различных этапах их эволюции. Система "ГАЛО" позволяет также моделировать термический режим ОБ с учетом климатических изменений в плиоцен-четвертичное время и формирования криолитозоны.

Блок-схема системы "ГАЛО" показана на рис. 4.16. Реконструкция эволюции термического состояния ОБ выполняется для каждого момента времени последовательно в несколько этапов, на каждом из которых производится расчет скорости погружения слоев на различных гипсометрических уровнях разреза и параметров физических свойств флюидонасыщенных пород, преобразующихся по мере их погружения и литификации. В число исходных параметров входят, наряду с λ, c и ρ, также данные о литолого-стратиграфическом расчленении изучаемого разреза и вариациях в нем пористости Ф. Алгоритм "ГАЛО" решает систему уравнений сохранения объема пористой среды и теплопереноса, которые дополняются химико-кинетическими уравнениями Аррениуса (описывающими созревание углеводородов) и кинематическим уравнением изостатических движений в литосфере. Первое из решаемых уравнений имеет вид:

$$[1 - \Phi(Z_1)]\, dZ_1 = [1 - \Phi(Z_2)]\, dZ_2, \qquad (46)$$

где $\Phi(Z)$ – пористость на глубине Z; dZ_1 и dZ_2 – толщина слоя на глубинах Z_1 и Z_2, соответственно. Это уравнение вместе с законом уменьшения пористости с глубиной составляют основу вычислительной процедуры разуплотнения (backstripping) для элементарного слоя осадков толщиной dZ. Данная процедура выполняется с целью реконструкции истории погружения осадочных слоев.

Термическая история осадочных бассейнов реконструируется по распределению температуры в осадочной толще и подстилающей литосфере, которое находится с помощью одномерной или двухмерной записи уравнения теплопроводности. В случае одномерной термической модели уравнение имеет вид:

$$\partial(c_v T)/\partial t + \partial(c_{vw} v T)/\partial z = \partial[\lambda(\partial T/\partial z)/\partial z + A(z,t), \qquad (47)$$

где T – температура, z – глубина; t – время; λ – коэффициент теплопроводности; $c_v = \rho\, c_p$ – объемная теплоемкость среды, имеющей плотность ρ и удельную теплоемкость c_p; $c_{vw} = \rho_w\, c_{pw}$ – объемная теплоемкость воды, имеющей плотность ρ_w и удельную теплоемкость c_{pw}; A – мощность тепловых источников (стоков) в единице объема; v – скорость движения подземных вод. Это уравнение решается в системе координат, неподвижной относительно фундамента. Одномерная постановка задачи палеореконструкций применяется в системе "ГАЛО" для моделирования так называемых плоских бассейнов, в которых латеральная составляющая тектонических движений незначительна. В таких случаях палеореконструкции выполняются на основе измеренных вариаций исходных параметров в опорных разрезах ключевых (типовых) участков ОБ или сводном разрезе, характеризующем бассейн в целом.

Для моделирования рифтогенных ОБ, которые отличаются существенными латеральными перемещениями вещества литосферы, в системе "ГАЛО" предусмотрена двухмерная постановка тепловой задачи; в уравнении (47) появляются еще два члена, описывающие адвективный и кондуктивный теплоперенос по горизонтальной оси x. Кроме того, активизируется блок системы "ГАЛО", решающий дополнительную задачу численного механико-математического моделирования деформаций упруго-пластичной литосферы с конечным пределом ползучести. Таким образом, применяемая к реконструкции истории развития рифтогенных ОБ система "ГАЛО" позволяет создать комплексную термомеханическую модель, отражающую двухмерные деформации геотемпературного поля и конфигурации внутренних и внешних границ литосферы (в том числе, с фазовыми переходами типа плавления) с течением геологического времени.

http://jurassic.ru/

ГЛАВА 5
МЕТОДОЛОГИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКИХ МАТЕРИАЛОВ

5.1. Место сейсмостратиграфических и сиквенс-стратиграфических исследований в ряду наук о Земле.

Примерно к середине XX века геологической наукой было окончательно осознано особое место осадочных бассейнов среди других классов структур земной коры. В первую очередь это касалось понимания роли осадочных бассейнов как главных вместилищ полезных ископаемых, в которых сосредоточены основные ресурсы углеводородного и гидротермального сырья, а также гигантские месторождения алюминия, марганца, меди, железа, серы, стройматериалов. Стала очевидной и особая роль осадочных бассейнов как носителей информации о геологических процессах прошлого. В последовательности напластования, в закономерностях изменения состава слоевых ассоциаций, слагающих чехол осадочного бассейна, заключена наиболее надежная информация об эволюции во времени процессов седиментации, региональных и глобальных геологических событий.

Основными средствами получения информации о внутреннем строении осадочных бассейнов, которые относятся к категории объектов закрытых для геологического картирования, являются бурение и дистанционные виды наблюдений. Среди последних особое место принадлежит сейсмическим методам (сейсморазведка МОГТ и КМПВ). В силу указанных обстоятельств, сейсмостратиграфический и активно развивающийся в последнее время сиквенс-стратиграфический анализ занимают главное место в перечне основных методов исследования всех направлений геологических наук, в тех или иных аспектах изучающих строение осадочных бассейнов и стратисферы.

Использование результатов сейсмо - и сиквенстратиграфического анализа особенно существенно сказалось на развитии таких наук как *геотектоника, стратиграфия, седиментология, учение об осадочных бассейнах.*

В геотектонике они способствовали детализации представлений о строении структурных подразделений осадочного чехла, совершенствованию технологий моделирования процессов формирования и развития структур земной коры и осадочных бассейнов. В стратиграфии они широко используются для создания региональных и детальных местных стратиграфических шкал, для проведения глобальной стратиграфической корреляции осадочных разрезов, сопоставления результатов биостратиграфических, магнито-стратиграфических и радиоизотопных исследований в пределах отдельных осадочных бассейнов.

Но особенно важную роль результаты сейсмостратиграфических исследований сыграли в развитии – седиментологии, где они используются при расчленении осадочных разрезов на циклически построенные слоевые ассоциации. Активное развитие сейсмостратиграфии способствовало становлению внутри седиментологии нового научного направления литмологии, главное внимание которого было нацелено на изучение хода седиментационных процессов, а также оказываемого на них влияния других циклических геологических (тектонических, геодинамических, климатических) явлений и процессов.

Таким образом, сейсмостратиграфический анализ, первоначально возникший как метод исследования, сохраняет за собой этот статус, развиваясь внутри геологических наук, предметом изучения которых являются осадочные бассейны и стратисфера. Судьба сиквенс-стратиграфического анализа иная. Зародившись в недрах сейсмостратиграфического метода, как некое его усовершенствование, приспособленное для более детального описания внутренней структуры циклически построенных слоевых ассоциаций, на начальных этапах он использовался исключительно в прикладных целях. Это был один из основных методов прогнозной оценки распределения в разрезе коллекторов и покрышек. Однако по мере своего развития все отчетливее стали проступать научные цели этого метода исследований. Это в первую очередь: (а) выяснение роли и

http://jurassic.ru/

места циклических осадочных систем в ряду естественных геологических тел надпородного уровня организации и (б) выяснение их соотношения с системными сейсмостратиграфическими подразделениями иной специализации (геодинамической, изохронной). В настоящее время он развивается в статусе нового научного направления, за которым закрепилось название "сиквенс-стратиграфия" (sequence stratigraphy).

Объектом изучения "сиквенс-стратиграфии" как науки служат циклически построенные слоевые ассоциации, структурные связи которых обусловлены относительными изменениями уровня моря. *Предметом* – динамические и генетические аспекты их формирования, а также их внутренняя структура и вещественный состав. *Цель* – создание модели седиментации. *Задачи* – 1) прогнозирование распределения коллекторов и покрышек внутри седиментационных тел; 2) установление факторов, которые влияют на ход осадконакопления, и выяснение их роли в формировании системных подразделений осадочного чехла (парахронолитов); 3) определение абсолютной величины скорости подъёма (понижения) уровня седиментационного равновесия в осадочном бассейне и эвстатических колебаний уровня Мирового океана (глобальные циклы колебания уровня моря); 4) определение абсолютной величины скорости и направления вектора тектонических движений в областях осадконакопления и питания; 5) определение путей переноса терригенного материала и скорости седиментации.

Становление "сиквенс-стратиграфии" как научного направления оказывает влияние на развитие сейсмостратиграфического метода, который также заметно эволюционирует в последние годы. В нем все более отчетливо просматриваются признаки самостоятельного научного направления – "региональная сейсмостратиграфия", объектом изучения которой служат нефтегазоносные бассейны, а главная ее задача – построение четырехмерной геологической модели их строения (табл.5.1).

5.2. Региональная сейсмостратиграфия

Основные положения региональной сейсмостратиграфии как самостоятельного раздела геологической науки были сформулированы в середине семидесятых годов П.Р.Вейлом и другими [Сейсмическая стратиграфия..., 1982; Seismic..., 1977, Vail,1987]. Ее методические аспекты нашли отражение в ряде работ [Волож и др., 1994; Гладенков и др., 1984; Гогоненков и др., 1984; Волож, 1991; Геологические явления..., 1991; Гогоненков и др., 1989; Гладенков, Шлезингер, 1993; Кунин, 1988; An Introduction..., 1995; Кунин, Кучерук, 1984; Маргулис, 1988, Савицкий, Хведчук, 1986; Шлезингер, 1987; Seismic..., 1977]. Наиболее полно региональная сейсмостратиграфия рассмотрена в работе А.Е.Шлезингера (1998).

Объектами региональных сейсмостратиграфических исследований являются осадочные (осадочно-вулканогенные) чехлы различных бассейнов. Последние представляют отрицательные структуры земной коры любого генезиса, размера и формы, выполненные породами осадочного и осадочно-вулканогенного происхождения, не испытавшими альпинотипной складчатости (скучивания) и не затронутыми региональным метаморфизмом.

В основе региональной сейсмостратиграфии лежат два положения: изохронность осей синфазности и связь рисунка сейсмической записи с фациальным (вещественным) составом отложений. Согласно первому положению, на временных сейсмических разрезах отраженных волн вырисовываются геологические тела определенного возраста. Основной физический раздел (акустическая жесткость) создается на поверхности дна бассейна. Рисунок сейсмической записи, увязанный с данными бурения, естественными обнажениями и скоростными параметрами, позволяет прогнозировать фациальный (вещественный) состав пород. Латеральные фациальные переходы никогда не образуют перепадов акустической жесткости, необходимых для создания сейсмических отражений, и секутся осями синфазности (рис. 5.1).

Частотный спектр определяет глубинность исследований и разрешающую возможность сейсморазведки (рис.5.2). При его уменьшении увеличивается мощность изучаемого разреза и уменьшается разрешающая способность метода: при увеличении частотного спектра, напротив, мощность уменьшается и увеличивается разрешаемая способность. Однако при этом не нарушается главное положение сейсмостратиграфии, и оси синфазности вне зависимости от частотного спектра связаны с возрастными характеристиками разреза.

Временные сейсмические разрезы отраженных волн насыщены разнообразными по форме, амплитуде и протяженности отражениями.

Первый (основной) тип сейсмических отражений (осей синфазности) связан со слоями непрерывно-прерывистого разреза осадочного чехла с преобладанием когерентной (зеркальной) составляющей (рис.5.3). Их образование определяется скрытыми перерывами, сменой вещественного состава по вертикали, структурой и текстурой пород. В тонкослоистых средах амплитуда отдельного отражения получается в результате суммарного эффекта отражения от каждой поверхности напластования. При низком темпе осадконакопления в низкоэнергетической обстановке возникает компактная текстура пород, которая приводит к максимальным отражающим свойствам волновой энергии от их поверхности. При высоком темпе осадконакопления в высокоэнергетической обстановке возникают геологические тела с менее компактной текстурной упаковкой. К ним обычно приурочены динамически слабо выраженные отражения. Сейсмонапряженные, трещиноватые зоны, неровности (изгибы) поверхности пласта и флюидонасыщение рассеивают и поглощают энергию упругих колебаний, приводя к ухудшению сейсмической записи.

http://jurassic.ru/

Таблица 5.1.

Место сейсмостратиграфических и сиквенс-стратиграфических исследований в ряду наук о Земле

Ранг геологических наук и их наименование		Системные объекты	Предмет	Методы	Номинантные объекты
Наука	Седиментология	Слоевые ассоциации любого генезиса	Структурная организация Процессы формирования Постседиментационных процессы преобразований	Сейсмостратиграфический Формационный Фациальный Ритмостратиграфический	Слои и слоевые ассоциации разного порядка
Научные дисциплины	Литмология	Циклически построенные слоевые ассоциации, структурные связи которых определяются геологическими процессами любой природы (геодинамические и седиментационные циклы)	Структурная организация Вещественный состав Условия образования	Сейсмостратиграфический Сиквенс-стратиграфический Структурно-тектонический Ритмостратиграфический Формационный	Формации и ряды формаций; литостратиграфические подразделения (свиты, толщи)
Научные направления	Учение о нефтегазоносных бассейнах (региональная сейсмостратиграфия) Сиквенс-стратиграфия	Комплексы осадочных бассейнов альпийского цикла тектогенеза. Фрагменты осадочных чехлов древних платформ и их внешних прогибов, (структурно обособленные линзы умеренно деформированных и слабо измененных осадочных комплексов). Циклически построенная совокупность осадочных систем (литодинамические системы), структурные связи которых определяются относительными колебаниями уровня моря	Структура и вещественный состав отложений осадочных бассейнов Процессы формирования и эволюционного преобразования осадочных чехлов Закономерности распространения полезных Седиментационные модели Закономерности распределения коллекторов и покрышек ископаемых	Сейсмостратиграфический Формационный Фациальный Бассейновый Структурно-тектонический Ритмостратиграфический Сейсмостратиграфический Фациальный Математическое моделирование	Нефтегазоносные провинции Нефтегазоносные области Супербассейны Седиментационные бассейны Суббассейны Фации, коллектора, покрышки

http://jurassic.ru/

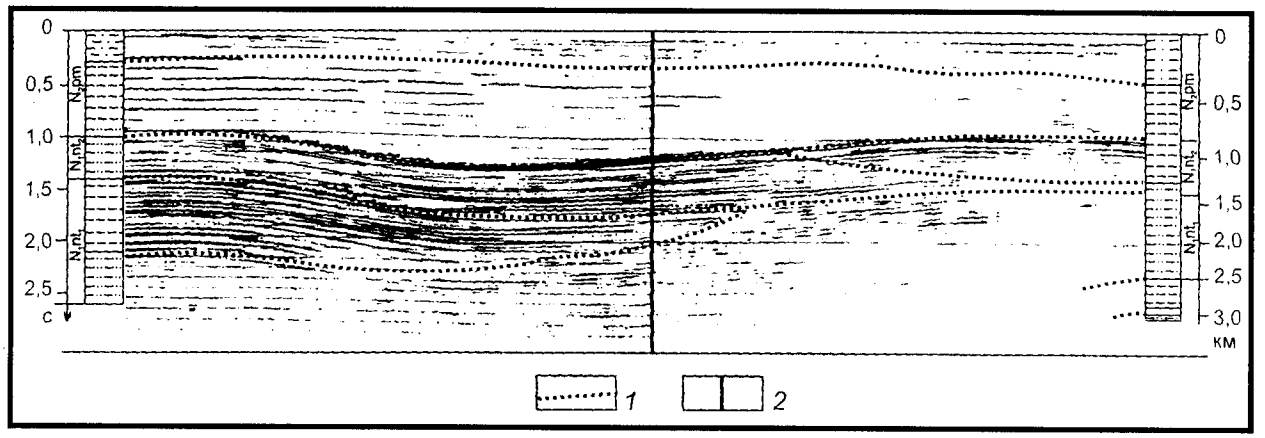


Рис.5.1. Фрагмент временного разреза Присахалинского шельфа и суши, иллюстрирующий латеральные фациальные переходы, которые секутся осями синфазности
1 – фациальные границы, 2 – вертикальная линия разделяет сухопутную (левая) и морскую (правая) части разреза

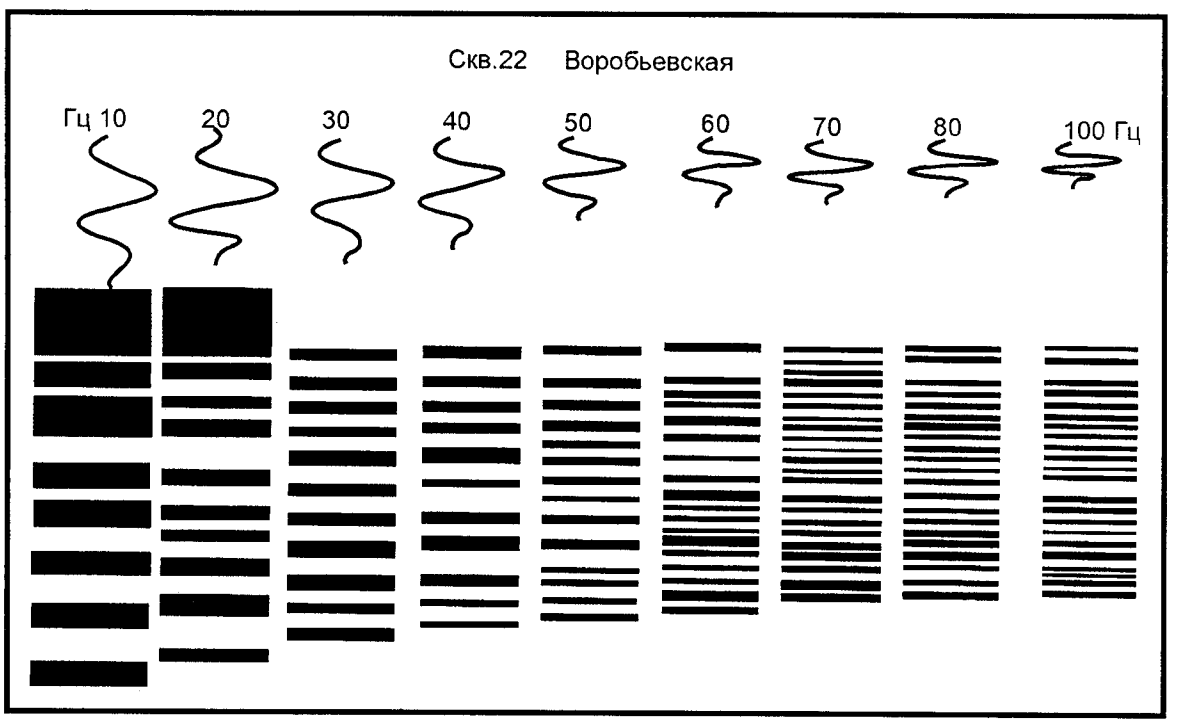


Рис.5.2. Фрагмент временного разреза Ставропольского свода, иллюстрирующий зависимость разрешаемой способности сейсморазведки от частотного спектра

Второй тип сейсмических границ возникает от поверхности несогласий и размывов. Они характеризуются некогерентной (шероховатой) составляющей. Сейсмические границы второго типа имеют возрастной диапазон. Они всегда моложе подстилающих отражений и древнее покрывающих.

Третий тип сейсмических отражений связан с геологическими поверхностями, образовавшимися после осадконакопления (пластовые интрузии, пологие плоскости разрывных нарушений, поверхности флюидных потоков и другие постседиметационные неоднородности).

Четвертый тип сейсмических границ возникает при сопряжении разноориентированных отражений первого и второго типов (крутые стенки соляных куполов, крутые разрывные нарушения и другие границы) за счет изменения динамики отражения в результате седиментационных (границы прозрачной и слоистой сейсмической записи) или постседиментационных процессов (подошва газгидратов).

Изохронная природа первых двух типов сейсмических отражений и границ позволяет проводить надежную стратиграфическую корреляцию разрезов на боль-

http://jurassic.ru/

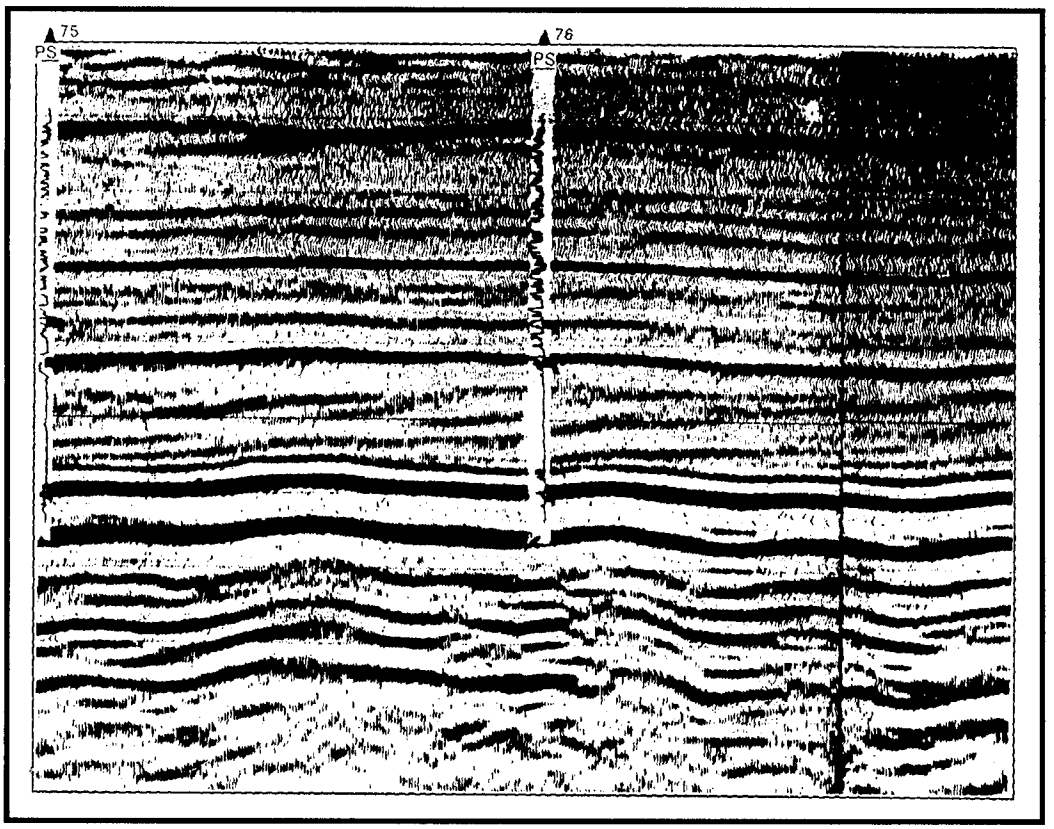


Рис.5.3. Фрагмент временного разреза Западно-Сибирской плиты, иллюстрирующий сильные и слабые когерентные (зеркальные) отражения (оси синфазности) непрерывно-прерывистого разреза осадочного чехла

ших расстояниях (многие сотни и тысячи километров). Такая корреляция особенно важна для разнофациальных разрезов, когда их сопоставление по биостратиграфическим и другим данным вызывает большие трудности и часто субъективно. Возрастные сейсмостратиграфические единицы разреза выделяются по данным фазовой и динамической корреляции. Особенно надежна замкнутая полигонная фазовая корреляция, проводимая по системе пересекающихся профилей. Динамическая корреляция, основанная на сопоставлении близких по выраженности отражений и границ, менее достоверна.

Наиболее крупной сейсмостратиграфической единицей является осадочный чехол земной коры (рис.5.4). Он охватывает ее верхнюю часть и характеризуется регулярным сейсмическим полем отраженных волн. Подошву чехла определяет кровля консолидированной коры (кристаллический или океанический фундамент) или складчатый (альпинотипно деформированный) комплекс (складчатый фундамент). Подошва осадочного чехла наиболее объективно устанавливается при комплексировании сейсморазведки отраженных и преломленных волн. Сейсмоэтаж охватывает крупные части осадочного чехла с возрастным интервалом до первых сотен миллионов лет и толщиной до нескольких километров. В кровле и подошве он обычно ограничивается поверхностями угловых несогласий и отличается единством структурного плана.

Сейсмокомплекс является второй по значимости сейсмостратиграфической единицей. Он объединяет разрез осадочного чехла с возрастным интервалом в десятки миллионов лет, измеряется многими сотнями метров и ограничивается динамически выраженными отражающими горизонтами и границами.

Сейсмоансамбль (сейсмопакет) является частью сейсмокомплекса. Он располагается между яркими отражениями и имеет внутреннюю упорядоченность. Возрастной диапазон сейсмоансамбля измеряется от единиц до первых десятков миллионов лет при толщине до 200-300 м. Наименьшим стратоном сейсмостратиграфических подразделений является сейсмоквант. Ему отвечает единичное отражение. Сейсмоквант может рассматриваться как геологическое тело с возрастом обычно в сотни тысяч лет и мощностью до десятков метров и представляет границу последовательностей напластования. Сейсмоэтажи и сейсмокомплексы являются подразделениями региональной сейсмостратиграфической шкалы. Они выделяются в пределах всего осадочного бассейна или в нескольких сопряженных осадочных бассейнах. Сейсмоансамбли и сейсмокванты, имеющие, как правило, распространение в пределах отдельных изолированных площадей, являются единицами местной сейсмост-

http://jurassic.ru/

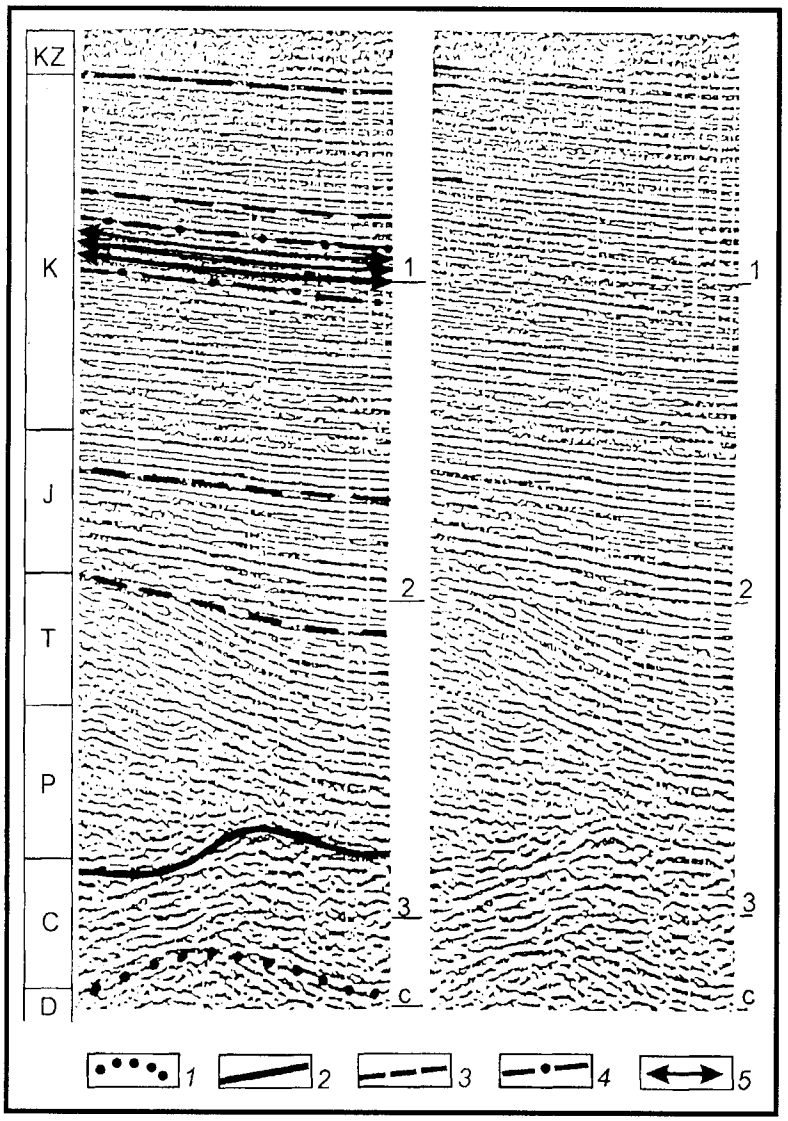


Рис.5.4. Возрастные сейсмостратиграфические единицы разреза осадочного чехла

1-4 – границы: 1 – подошвы осадочного чехла, 2 – сейсмоэтажа, 3 – сейсмокомплекса, 4 – сейсмоансамбля; 5 – сейсмокванты

ратиграфической шкалы. В каждом сейсмоансамбле выделяются от 2-3 до 12-15 сейсмоквантов.

Каждая модификация сейсморазведки отраженных волн требует разработки своих возрастных сейсмостратиграфических единиц. На высокочастотных сейсмических разрезах сейсмокванты соответствуют слоям толщиной от десятков сантиметров до первых метров. Возрастная величина сейсмоквантов зависит от темпа осадконакопления – при малой скорости она намного выше, чем при высокой. По латерали сейсмокванты низкоэнергетических слоев могут переходить в одновозрастные сейсмоансамбли и сейсмокомплексы высокоэнергетических слоев. Появление и исчезновение сейсмических отражений в разрезе может иметь возрастное значение, но иногда с возрастом не связано. Сейсмические отражения стратиграфического уровня, т.е. сейсмокванты имеют тенденцию к схождению или расхождению, что связано с исчезновением или появлением геологических тел. При параллельном расположении сейсмических отражений начало и прекращение регистрации осей синфазности чаще всего имеют не возрастную, а техническую причину (результат интерференции волн).

В стратификации тел латеральной седиментации региональная сейсмостратиграфия представляет наиболее надежный, объективный и детальный метод возрастного расчленения разреза. Этим методом выделяются условные возрастные единицы латерального разреза, ограниченные наклонными поверхностями, привязанными к стратиграфической шкале. В зависимости от степени изученности латерально залегающих седиментационных тел их условная нумерация может идти от молодых к древним или наоборот.

В области структурного анализа региональная сейсмостратиграфия способна разделять доседиментационные, конседиментационнные и постседиментационные тектонические наклоны (рис.5.5 – 5.7). Первые из них намечаются по прислонению слоев к наклонной поверхности подстилающего субстрата; конседиментационные структуры определяются увеличением наклона слоев сверху вниз по разрезу; постседиментационные структуры характеризуются параллельным изгибом слоев. В инверсионных структурах величина наклона сверху вниз уменьшается вплоть до появления обратных наклонов. Разрывные нарушения фиксируются по вертикальному смещению одновозрастных осей синфазности или зонами потери корреляции слоев. Последние измеряются иногда несколькими километрами и связаны с разрушением пород вдоль плоскости разрывного нарушения, для которых на временных разрезах характерно наличие дифрагированных волн.

Анализ временных сейсмических разрезов позволяет определять направление, величину и скорость тектонических движений. Вертикальные тектонические движения всегда находят отражение в слоях осадочного чехла и поверхности фундамента, за исключением инверсионных и диапировых структур. Величина и скорость тектонических движений измеряются конседиментационным изменением толщины пород, величинами постседиментационных срезов и изгибами слоев осадочного чехла. Нисходящие вертикальные тектони-

http://jurassic.ru/

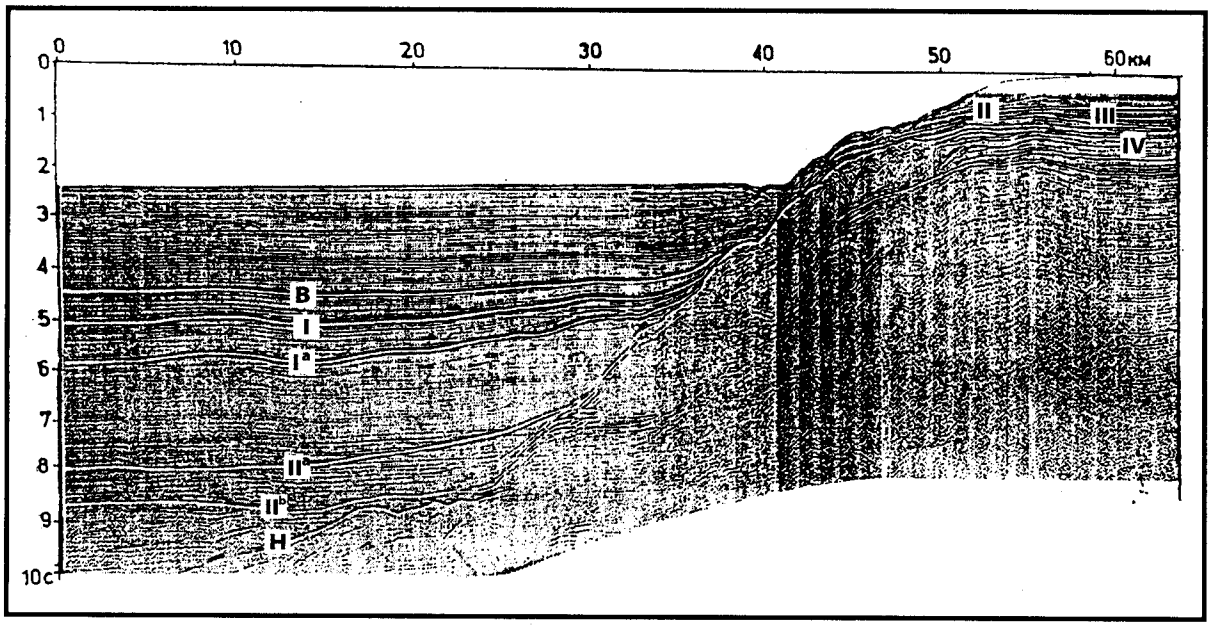


Рис.5.5. Фрагмент временного разреза южной периферии Черного моря, иллюстрирующий доседиментационный тектонический наклон, фиксируемый по прислонению слоев осадочного чехла (отражающие горизонты II-В) и крутонаклоненной поверхности субстрата (отражающая граница Н)

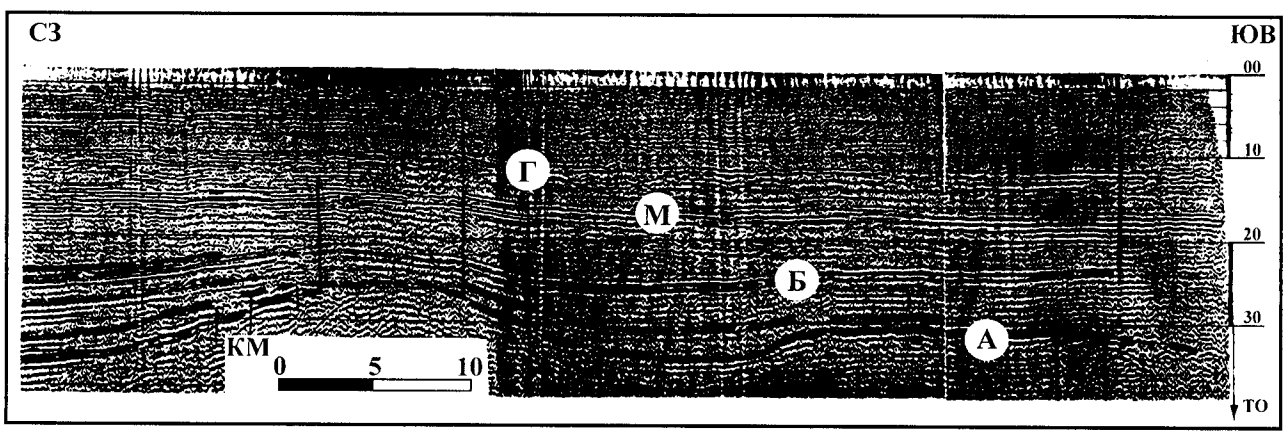


Рис.5.6. Фрагмент временного разреза Карского моря, иллюстрирующий конседиментационную антиклинальную складку, устанавливаемую по увеличению наклона сейсмических отражений вниз по разрезу. А, Б, М, Г – отражающие горизонты

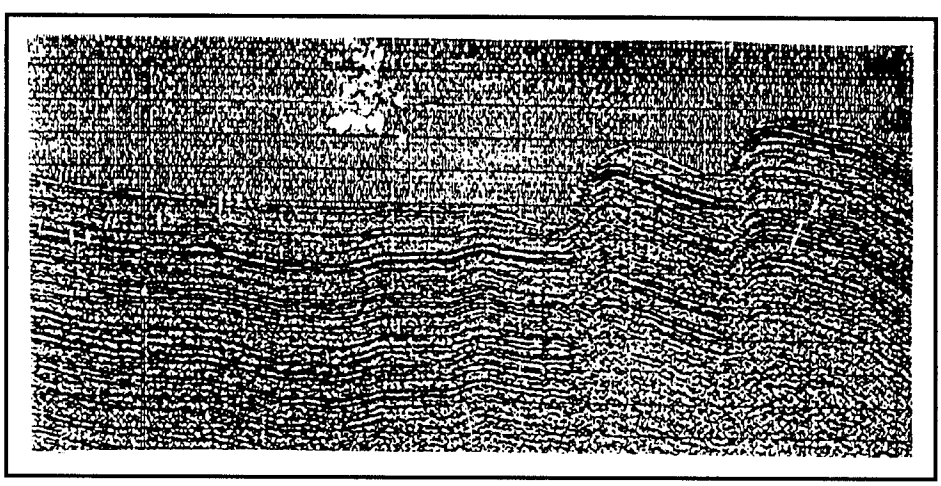


Рис.5.7. Фрагмент временного разреза центральной части Индийского океана, иллюстрирующий современные постседиментационные складки, устанавливаемые по подобному залеганию слоев и дна океана

http://jurassic.ru/

ческие движения устанавливаются по увеличению мощности осадочных тел и доседиментационным деформациям. Восходящие вертикальные движения фиксируются эрозионными срезами и подводным положительным рельефом, а также палеорельефом в глубоководных бассейнах. Горизонтальные тектонические движения сжатия восстанавливаются по поверхностям дисгармонии (рис.5.8). В областях альпинотипных деформаций регулярная сейсмическая запись отсутствует. Региональные горизонтальные тектонические движения растяжения (раздвиг) определяются разрывом сплошности слоев, а возникшие полости заполняются магматическими породами (рис.5.9). Чаще они при меньшей величине раздвижения образуют односторонние грабены (рифты) с листрическими сбросами и веерообразными слоями.

Латеральные изменения скорости сейсмических волн приводят к появлению на временных разрезах ложных изгибов. Под высокоскоростными аномалиями (например, соляные купола) оси синфазности поднимаются, а под низкоскоростными (например, современные подводные эрозионные врезы) погружаются.

Для реконструкции литодинамических условий с помощью региональной сейсмостратиграфии можно выделять геологические тела, созданные вертикальной, прерывисто-вертикальной и латеральной седиментацией. В первом случае осадки выпадают из воды и распространяются по дну бассейна, образуя в вертикальном сечении возрастную последовательность. Прерывисто-вертикальная седиментация возникает при ослаблении поступления обломочного материала из областей сноса. На удаленных от них участках бассейна возникает дефицит осадочного материала, что приводит к утонению и выклиниванию формирующегося тела. Внутри тела осадки образуют возрастную последовательность в вертикальном сечении, а в выклинивающей-

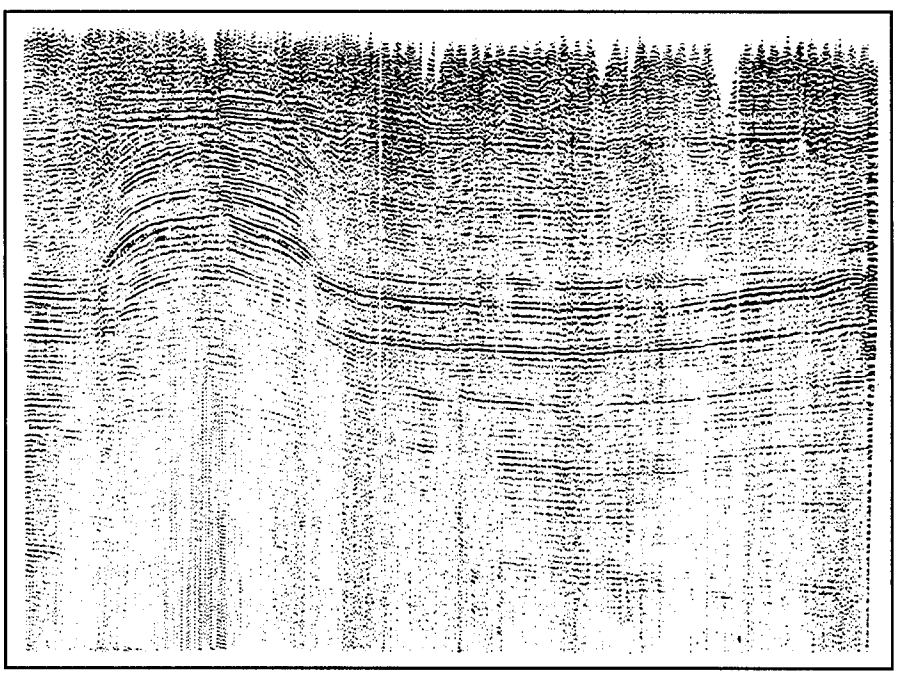


Рис.5.8. Фрагмент временного разреза Тимано-Печорского региона, иллюстрирующий локальную складку сжатия

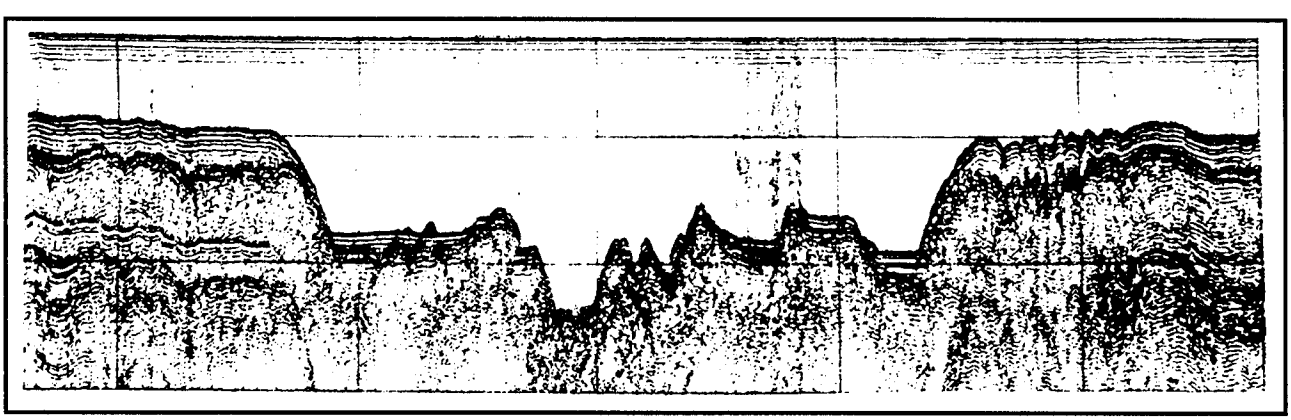


Рис.5.9. Фрагмент временного разреза Красного моря, иллюстрирующий структуру растяжения с разрывом слоев осадочного чехла

http://jurassic.ru/

ся его части создается возрастная последовательность в латеральном направлении. При латеральной седиментации осадконакопление происходит на ограниченной площади бассейна при выносе большого количества терригенного материала, тогда как на смежных площадях осадконакопление не происходит или оно на порядок ниже латеральной седиментации. Осадки ведут себя как сыпучие тела, вероятно, из-за высокой скорости седиментации и перемещаются за счет речных водных струй, мутьевых и других видов подводных потоков.

Намечаются два главных литодинамических генетических класса геологических тел – эпиконтинентальные и топодепрессии. Первые слагают эпиконтинентальные бассейны (рис.5.10) и создаются за счет непрерывного компенсированного прогибания, чаще всего имеющего дифференцированный характер, и относительного повышения уровня моря. Глубина бассейна практически не меняется, а опускание дна или повышение уровня моря компенсируется осадками. Поверхность седиментации совпадает с базисом наземной или шельфовой эрозии, при этом происходит накопление континентальных, прибрежно-морских и мелководных морских осадков. На удаленных от источников сноса участках могут возникать параллельнослоистые клиноформы прерывисто-вертикальной седиментации. Терригенные тела латеральной седиментации создаются дельтами рек, и их толщины не превышают первых десятков метров (элементарная дельта). Для дальнейшего их накопления необходимо тектоническое прогибание, приводящее к образованию мощных (до многих километров) дельтовых комплексов. В шельфовой части эпиконтинентальных бассейнов главным фактором переноса осадков являются волновые процессы. В пределах суши основными агентами транспортировки осадочного материала служат речные артерии и временные водотоки.

Бассейны топодепрессии являются седиментационными ловушками, в которых уровень осадконакопления располагается ниже базиса наземной и шельфовой эрозии. Они образуются за счет кратковременных нисходящих вертикальных тектонических движений, горизонтальных тектонических движений растяжения, кратковременных восходящих вертикальных тектонических движений, некомпенсированного прогибания и экзогенных процессов, среди которых главную роль играют наземная и подводная эрозия.

Осадочный чехол бассейнов топодепрессий состоит из тел вертикальной и латеральной седиментации. Первые из них составляют отложения турбидных течений, которые первоначально выполняют наиболее низкие участки палеорельефа. Для них характерно повсеместное прислонение слоев к неровностям рельефа дна бассейна (рис.5.11). Отложения турбидных течений распространены на многие сотни и первые тысячи километров. В пределах океанов ограничением отложений турбидных течений обычно служат положительные формы рельефа внутренних зон. В бортовых зонах бассейнов топодепрессии толщина прислоняющихся слоев измеряется многими километрами. В зонах привноса терригенного обломочного материала образуются отложения склонового шлейфа, постепенно сменяющиеся отложениями турбидных течений (рис.5.12). Следовательно, отложения склонового шельфа и прислоняющиеся слои отложений турбидных течений представляют парагенез, характерный для бассейнов топодепрессий.

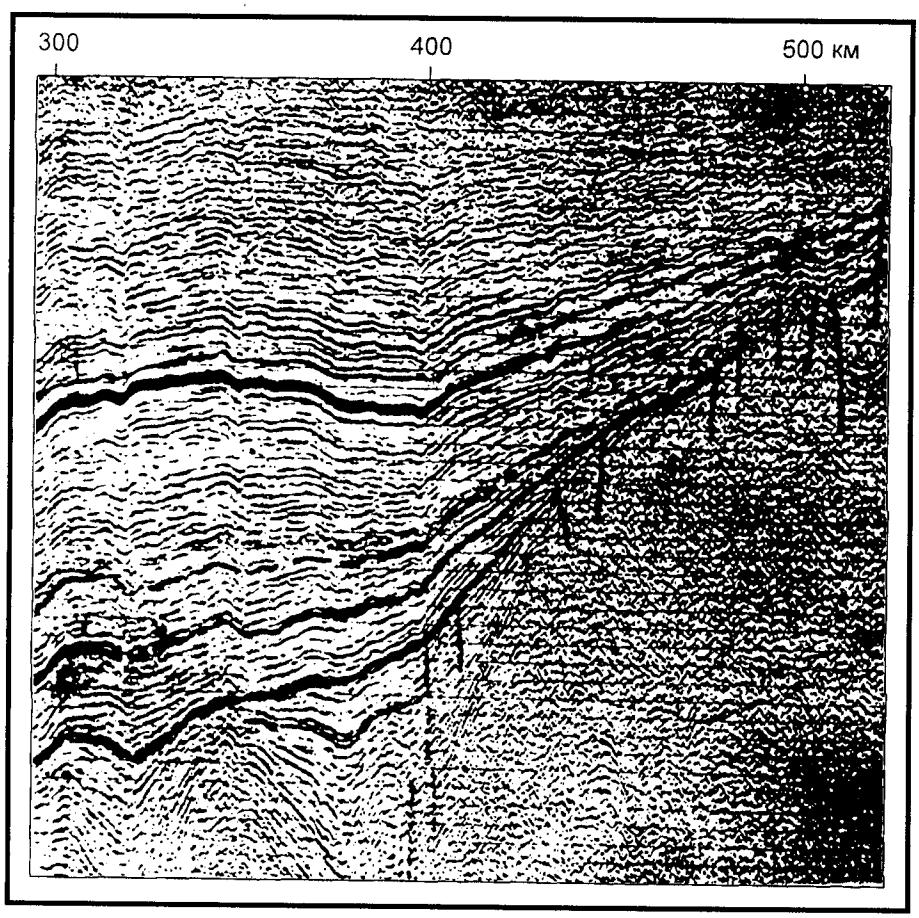


Рис.5.10. Фрагмент временного разреза восточной части Западно-Сибирской плиты, иллюстрирующий залегание слоев на активном борту эпиконтинентального бассейна

http://jurassic.ru/

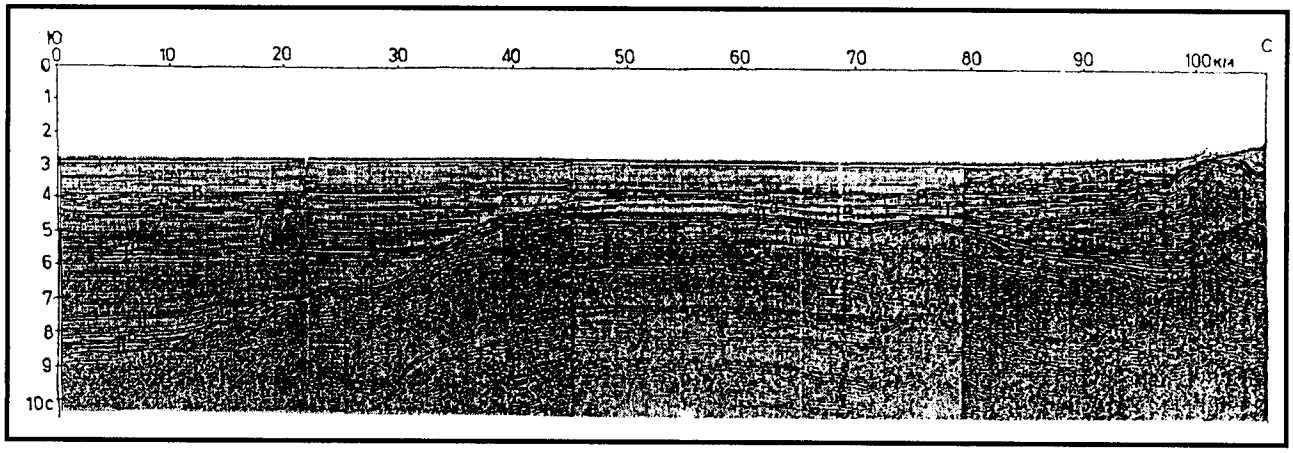


Рис.5.11. Фрагмент временного разреза восточной периферии Черного моря, иллюстрирующий прислоняющиеся слои (левый участок разреза). Индексами показаны отражающие горизонты

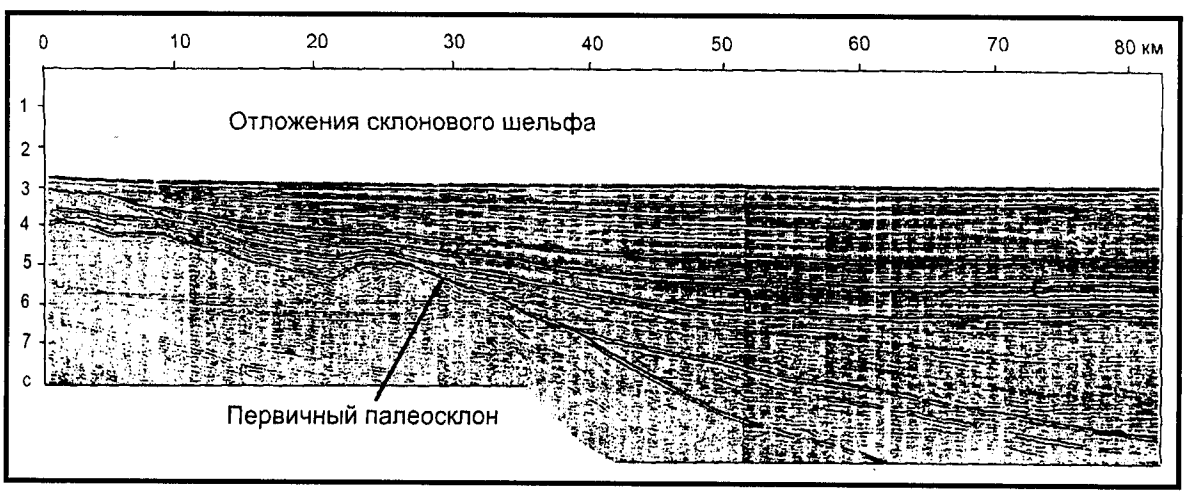


Рис.5.12. Фрагмент временного разреза южной периферии Черного моря, иллюстрирующий отложения склонового шлейфа

При незначительном поступлении материала с суши в бассейнах топодепрессий формируются маломощные депрессионные (бассейновые или конденсированные) тела или мощные соленосные отложения вертикальной седиментации. В пределах Мирового океана их генетическими аналогами являются гемипелагические и пелагические отложения. Во внутренних районах океанов встречаются эдафогенные отложения с участием вулканомиктов, образующихся за счет разрушения вулканогенных пород океанического дна, и биогенные образования (карбонатные и кремнисто-карбонатные) повышенной мощности. Появление отложений турбидных течений, гемипелагических и пелагических образований обусловлено активностью источников сноса и практически не зависит от глубины бассейнов (за исключением красных глубоководных глин) и расстояния от берега. Пелагические отложения могут непосредственно переходить в одновозрастные образования шельфов. В их распространении, особенно во внутренних частях океанов, основное значение имеют подводные течения и гравитационное перераспределение осадков.

Тела латеральной седиментации слагают клиноформы, подводные и наземные конусы выноса. Первые из них протягиваются параллельно бортам бассейна, а вторые перпендикулярны им.

Эпиконтинентальные бассейны ограничены тектонически активными бортовыми зонами, не выражены в батиметрии дна. Бассейны топодепрессий ограничены пассивными бортовыми зонами, которые составляют склон дна бассейна. Эпиконтинентальные бассейны от бассейнов топодепрессии по карбонатным отложениям отделяются резким градиентом уменьшения их мощности с образованием карбнатного уступа. По терригенным породам наблюдается обратная картина, то есть их мощности резко увеличиваются в сторону топодепрессий. Однако, если с бассейном топодепрессии сопряжен активный прогибающий эпиконтинентальный бассейн, то в последнем могут накапливаться более мощные серии терригенных отложений.

http://jurassic.ru/

Рисунок сейсмической записи является тонким инструментом для расшифровки фациального облика и вещественного состава осадочного чехла. Однако его применение должно проводиться с большой осторожностью, так как на рисунок записи влияют и другие факторы седиментогенеза, последующие процессы преобразования горных пород, поверхностные условия возбуждения сейсмических волн, частотный спектр и технология проводимых работ. Поэтому близкие рисунки сейсмической записи в разных регионах могут характеризовать различные фациальные обстановки и вещественный состав и, наоборот, несхожие сейсмические записи могут отвечать близким фациальным обстановкам и вещественному составу отложений. Рисунок сейсмической записи надо обязательно комплексировать с палеогеоморфологическими критериями, аккумулятивными телами и данными бурения. Следует вырабатывать свои региональные и локальные тесты, которые можно использовать на относительно ограниченных площадях.

В целом крупные фациальные единицы характеризуются определенными закономерностями рисунка сейсмической записи. Выделяются следующие виды конфигураций отражений: параллельные, субпараллельные, расходящиеся, сигмовидные, косослоистые, черепицеобразные, холмовидные, бугристые, хаотичные и прозрачные (неслоистые). Первые два вида характерны для вертикальной седиментации. Расходящаяся конфигурация обычно отвечает отложениям склоновых шельфов. Сигмовидные и косослоистые отражения возникают при латеральной седиментации. Холмовидные и бугристые конфигурации определяют аккумулятивные тела типа баров и рифов. Хаотическая запись свойственна грубым континентальным толщам типа моласс. Прозрачная запись обычно связана с плохо выраженными скрытыми перерывами, не имеющими резких ограничений.

Геоморфологические параметры палеосуши выражены преимущественно экзогенным палеорельефом. Напротив, в Мировом океане за пределами шельфа они обусловлены преимущественно тектоническими движенияи и, следовательно, имеют двойственную природу. Палеогорные системы намечаются по харакерным для них молассам. Последние в волновом поле отображаются нерегулярной сейсмической записью, искривленными прерывистыми осями синфазности. Однако на отдельных уровнях молассы расслаиваются выдержанными отражениями.

Низменная палеосуша намечается по наличию в разрезе континентальных отложений. Последние характеризуются чаще прерывистыми искривленными осями синфазности с относительно слабой динамической выраженностью (рис.5.13). Низменную палеосушу определяют наземные палеоврезы, наиболее крупные из которых затухают к палеопобережью. Неровные изрезанные поверхности угловых несогласий являются диагностическим признаком палеосуши.

Шельфы могут быть разделены на первичные, связанные с развитием эпиконтинентальных бассейнов и относительными колебаниями уровня моря, и вторичные аккумулятные, возникшие при захоронении склонов и днища глубоководных котловин (рис.5.14). Палеошельфы представляют ровные поверхности, связанные с волновыми процессами. Они определяются выдержанными на значительном расстоянии динамически выраженными сейсмическими отражениями. Ровные поверхности угловых несогласий являются диагностическим признаком палеошельфа. Конседиментационное изменение толщины осадочного чехла происходит только в условиях палеошельфа и палеосуши.

Палеосклоны представляют собой генетически разнородные формы палеорельефа. Среди них выделяются первичные палеосклоны, возникшие на плоском дне бассейна, и прежде всего глобально распространенные континентальные палеосклоны, ограничивающие глубоководные бассейны океанических котловин, внутренних и краевых морей. Они представляют погребенные флексурно-разрывные зоны, образующиеся за счет интенсивных кратковременных опусканий. На территориях, сопряженных с фанерозойскими подвижными поясами, континентальные палеосклоны внутренних и краевых морей отличаются большой крутизной (до многих десятков градусов) и обилием разрывных нарушений. Напротив, на территориях, сопряженных с платформами, палеосклоны характеризуются существенно меньшими углами наклона, обычно не выходящими за пределы градусов. В межгорных и предгорных депрессиях фанерозойских подвижных поясов распространены первичные палеосклоны, представляющие флексурно-разрывные зоны, образованные за счет кратковременных поднятий. В пределах эпиконтинентальных бассейнов известны палеосклоны, обусловленные некомпенсированным прогибанием, крутизна которых не выходит за пределы первых градусов при высоте до первых сотен метров. Первичные палеосклоны могут создаваться за счет наземной и подводной эрозии. Такие палеосклоны в плане имеют извилистые очертания при высоте до многих сотен метров и крутизне до десятков градусов. К первичным палеосклонам всегда приурочена опорная отражающая граница несогласия, являющаяся их диагностическим признаком.

Первичные палеосклоны в области привноса обломочного материала и при крутизне менее 5° захоронены отложениями склоновых шлейфов и проградационными телами латеральной седиментации, образующими вторичные аккумулятивные склоны (рис.5.15; 5.16). Крутизна склоновых шлейфов снизу вверх выполаживается. Первичные палеосклоны при карбонатном осадконакоплении вертикально наращиваются более крутыми седиментационными уступами. При крутизне более 5° первичные и вторичные седиментационные палеосклоны осложнены плоскостным эрозионным срезом.

http://jurassic.ru/

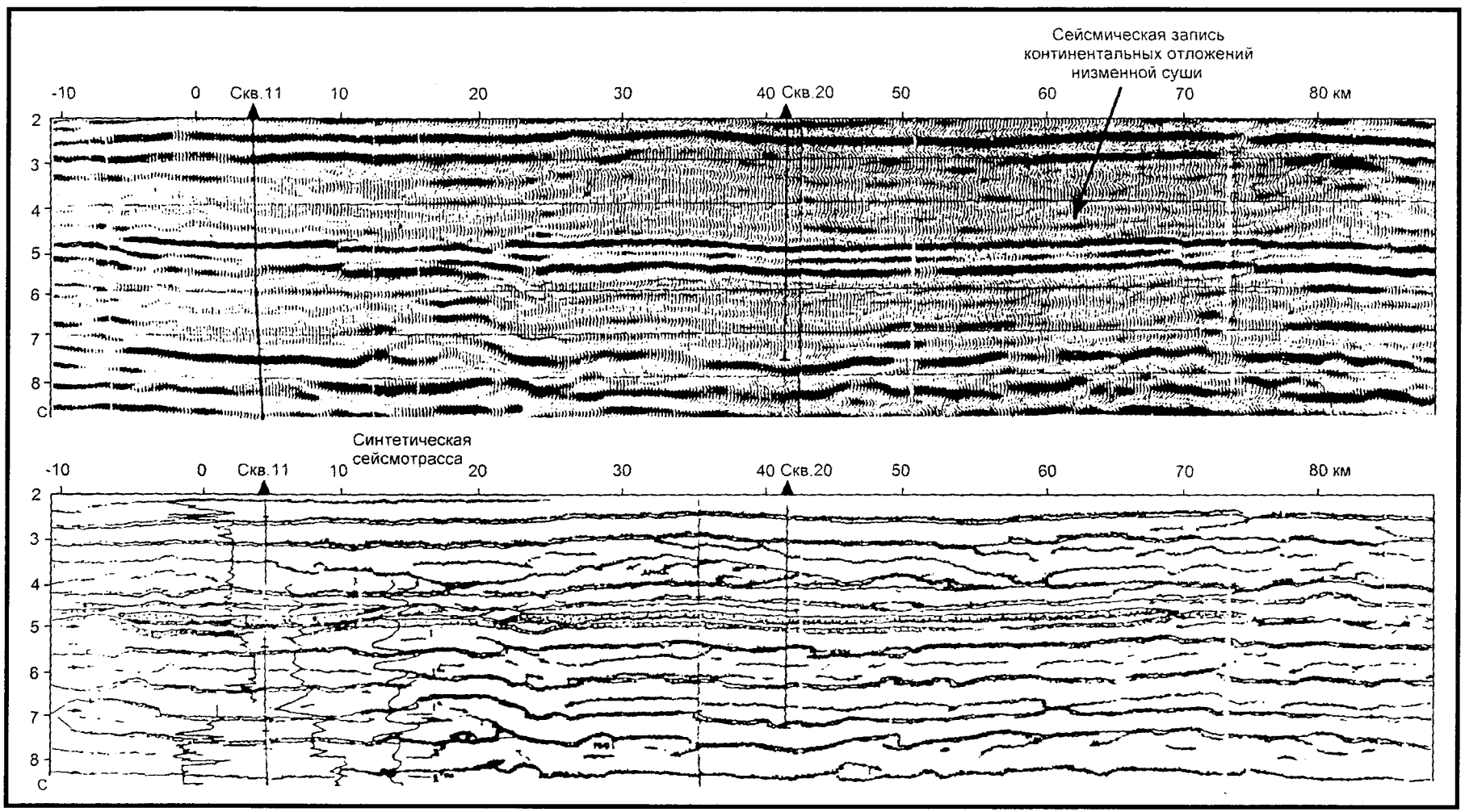


Рис.5.13. Фрагмент временного разреза Тимано-Печорского региона, иллюстрирующий невыдержанные отражения, связанные с континентальными верхнепермскими отложениями низменной палеосуши

http://jurassic.ru/

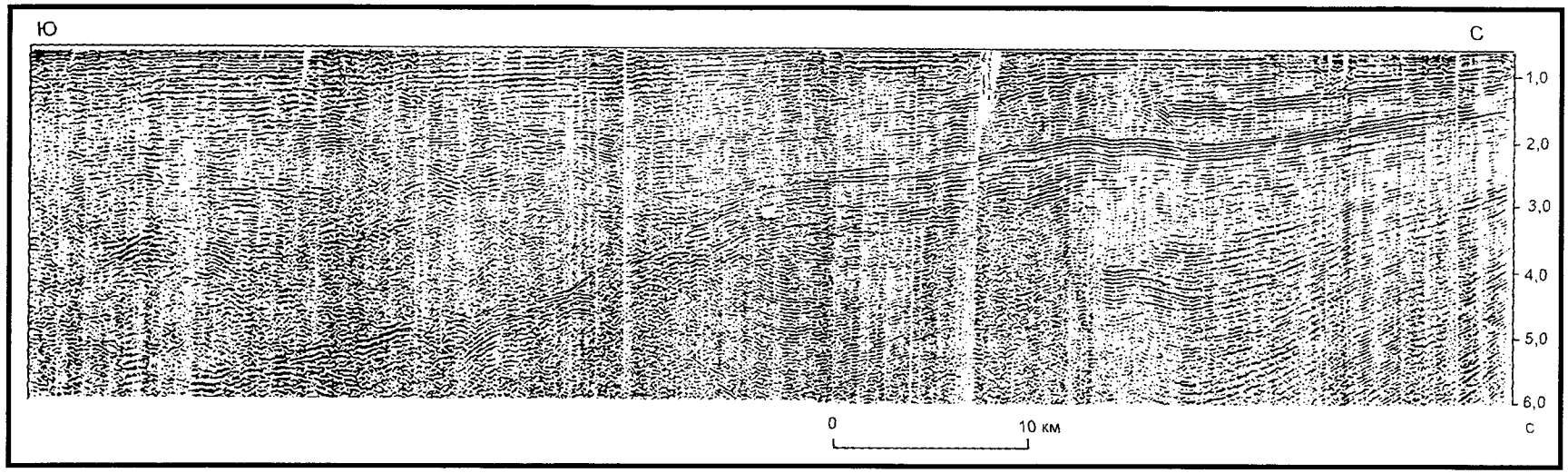


Рис.5.14. Фрагмент временного разреза северо-западной части Черного моря, иллюстрирующий вторичный аккумулятивный шлейф, созданный кайнозойскими отложениями, захоронившими докайнозойский континентальный склон и сопряженные участки глубоководной котловины

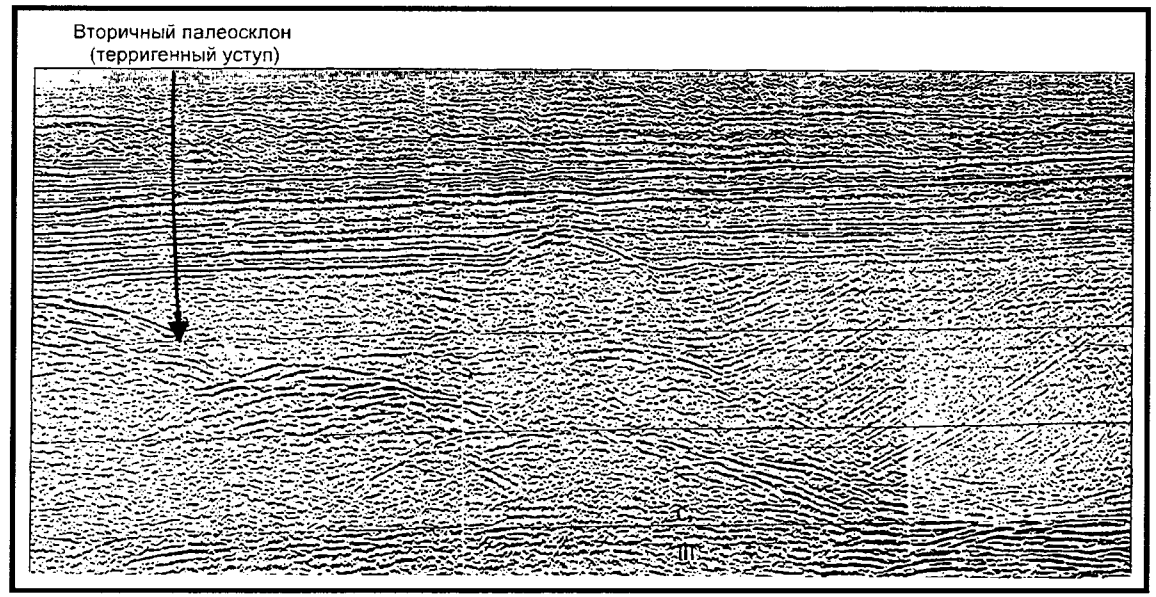


Рис.5.15. Фрагмент временного разреза юго-западной периферии Прикаспийской впадины, иллюстрирующий терригенный уступ

http://jurassic.ru/

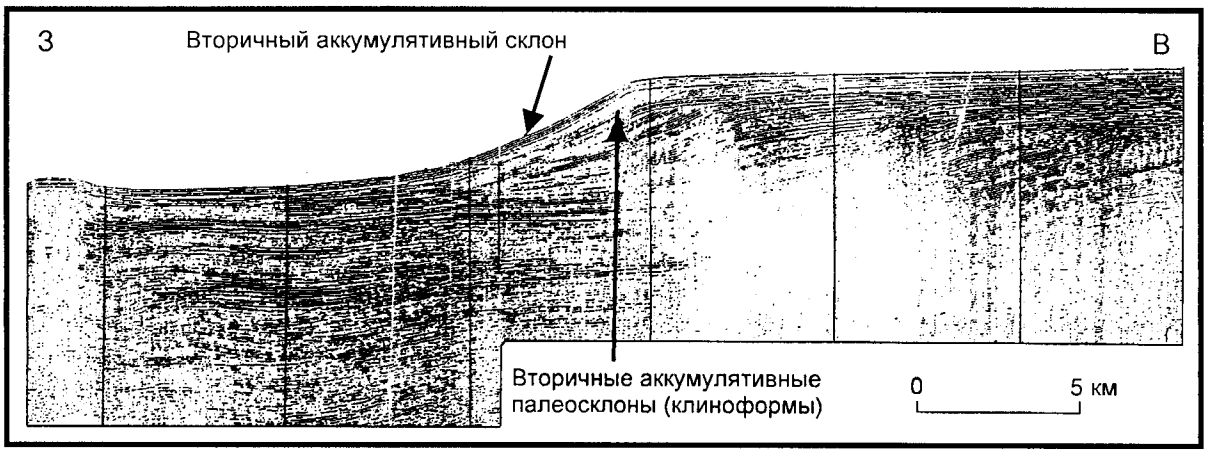


Рис.5.16. Фрагмент временного разреза восточной окраины Южного Каспия, иллюстрирующий тела латеральной седиментации (клиноформы), образующие вторичные аккумулятивные палеосклоны и современный вторичный аккумулятивный склон

Палеосклоны являются наиболее объективным критерием для реконструкции палеорельефа. В водных бассейнах они позволяют определить минимальные палеоглубины, поскольку их палеодно может испытывать уклон ниже палеоподножья. При оценке палеоглубины по первичным тектоническим палеосклонам требуется их разделение на возрастные генерации, что достигается восстановлением положения палеосклонов путем картирования в пределах всего бассейна. Тогда намечаются участки латерально сближенных разновозрастных палеосклонов.

Глубоководные палеокотловины парагенетически связаны с континентальными палеосклонами. Последние являются главным и надежным критерием их выделения. Для палеокотловин характерны динамически выраженные отражения, протягивающиеся на значительные расстояния. Хорошо стратифицированная сейсмическая запись часто чередуется с прозрачной. Глубоководные палеокотловины отличаются прислонением слоев осадочного чехла (особенно базальных его частей) к неровностям палеорельефа.

Перерывы и несогласия осадочного чехла связаны с различными геологическими процессами. Намечаются несколько их генетических классов. Седиментационные перерывы возникают за счет разных факторов, препятствующих отложению осадков. К ним относятся придонные течения в глубоководных бассейнах Мирового океана, волновые процессы в областях стабильного шельфа и относительный подъем уровня моря на площади карбонатного шельфа. Седиментационные перерывы выделяются по биостратиграфическим материалам. Сейсмостратиграфические параметры позволяют устанавливать присутствие или отсутствие размыва. В первом случае фиксируются шероховатые отражения, во втором – гладкие.

Экзогенные несогласия возникают за счет различных процессов как в подводных, так и наземных условиях. К ним относятся площадная эрозия склонов при крутизне свыше 5°, подводная и наземная эрозия, карстообразование, ветровая и ледниковая деятельность и другие процессы. Экзогенные несогласия всегда имеют форму врезов и только склоновые несогласия – срезов. Они развиты локально и в плане отличаются линейными извилистыми или изометричными очертаниями.

Наибольшее распространение имеют перерывы и несогласия, обусловленные тектоническими процессами. Самым крупным несогласием является граница между фундаментом и осадочным чехлом. Восходящие вертикальные и горизонтальные тектонические движения сжатия создают региональные и локальные угловые несогласия (рис.5.17-18). При дифференцированных нисходящих вертикальных тектонических движениях образуются несогласия трансгрессивного конседиментационного налегания, при резких кратковременных опусканиях – несогласия прислонения, при вторичных нисходящих вертикальных движениях, связанных с растяжением нижней относительно пластичной части консолидированной коры, – несогласия растяжения.

Относительные колебания уровня моря приводят к перерывам и несогласиям в осадочном чехле. Относительные подъемы (трансгрессии) на шельфе вырабатывают новый уклон со срезанием слоев. В отличие от угловых тектонических несогласий, несогласия в результате трансгрессии не вписываются в структурный план региона и расположены параллельно бровке шельфа и береговой линии. Относительные колебания уровня моря образуют несогласия подошвенного (прибрежного) налегания, при подъеме – трансгрессивного, а при опускании – регрессивного.

За счет вулканических процессов создаются положительные и отрицательные формы рельефа. При последующем их захоронении образуются несогласия, которые можно называть вулканическими.

http://Jurassic.ru/

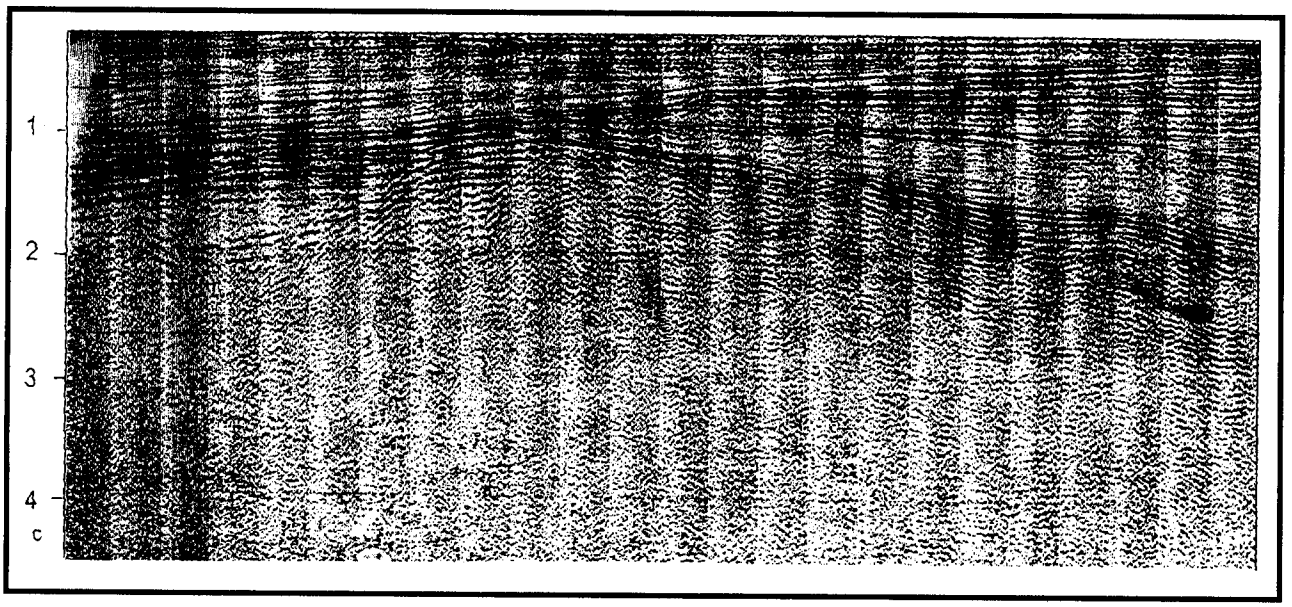


Рис.5.17. Фрагмент временного разреза северо-западного шельфа Черного моря, иллюстрирующий региональное предплиоценовое несогласие

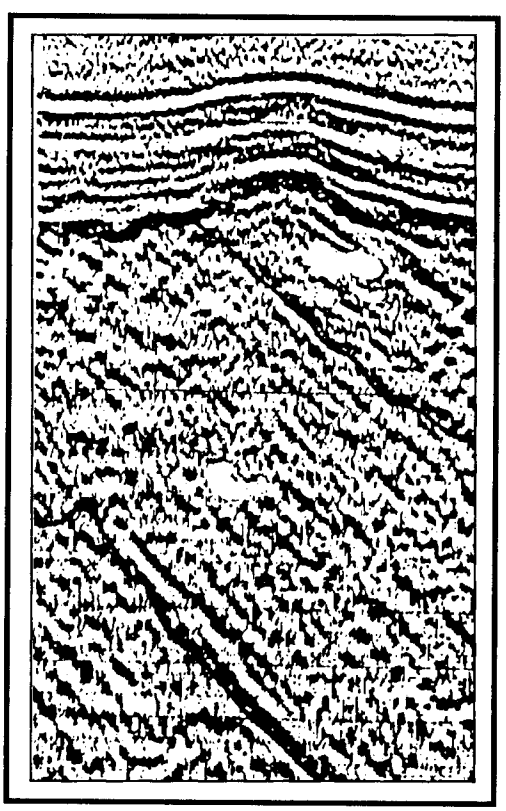


Рис.5.18. Фрагмент временного разреза Баренцева моря, иллюстрирующий неровную, изрезанную поверхность углового несогласия

Седиментационные несогласия связаны с телами латеральной седиментации. Утонение и выклинивание их по падению выделяется под названием подошвенного прилегания, а по восстанию – кровельного прилегания. В случае полного выклинивания тел латеральной седиментации седиментационные несогласия будут сопровождаться перерывом в осадконакоплении.

Постседиментационные несогласия связаны с различными геологическими процессами. В осадочном чехле широко распространены поверхности дисгармонии, плоскости пологих разрывных нарушений, плас-

http://jurassic.ru/

товые интрузии, подошвы залежей углеводородов и другие поверхности.

Колебания уровня моря происходят как на относительно локальных площадях, так и в глобальном масштабе. В первом случае они обусловлены изменением гипсометрии дна бассейна за счет тектонических движений или привноса терригенного материала. Глобальные эвстатические колебания определяют подъем или понижение уровня моря и связаны с изменением объема воды в Мировом океане. Сейсмостратиграфия восстанавливает только относительные колебания уровня моря. Реконструкцию положения палеоуровней моря можно проводить только по палеошельфам, особенно в зонах их сопряжения с палеосушей.

Наиболее точным и объективным критерием определения относительных колебаний уровня моря является подошвенное (прибрежное) налегание слоев (рис.5.19). Оно устанавливается по прекращению прослеживания отражений в сторону палеопобережья. При относительном подъеме уровня моря происходит последовательное продвижение осей синфазности в сторону суши (трансгрессивное подошвенное налегание), а при относительном понижении уровня моря – отступание от палеосуши (регрессивное подошвенное налегание). Первое из них всегда фиксируется несколькими отражениями, второе – одним или двумя, что отражает плавные длительные относительные подъемы уровня моря, сменяемые резкими кратковременными его падениями. При подошвенном налегании слои осадочного чехла параллельны друг другу при последовательном латеральном переходе прибрежно-морских фаций к фациям внутреннего, а затем внешнего шельфа. При конседиментационном налегании слоев в пределах тектонических структур, напротив, они не параллельны и практически не меняют свой фациальный облик. При относительной крутизне дна прибрежной зоны подошвенное налегание могут испытывать конседиментационно утоняющиеся шельфовые слои. При восстановлении палеогипсометрического уровня береговой линии надо вводить поправку на ее высоту и уменьшение толщины слоев за счет постседиментационного уплотнения осадков (обычно первые десятки метров).

Трансгрессивные клиноформы (клинопокровы) свидетельствуют о повышении уровня моря, регрессивные клиноформы (клиноциклиты) – о его понижении. Латеральный переход морских фаций в континентальные и смена фаций по вертикали также несут информацию об относительных колебаниях уровня моря. Наземные врезы фиксируют относительные понижения уровня моря.

Сейсмостратиграфией установлено, что цикличность геологического разреза часто не совпадает с колебаниями уровня моря, поскольку зависит в основном от масштабов поступления материала из областей сноса. Сейсмостратиграфические параметры определяют лишь относительные колебания уровня моря. Для перехода к оценкам абсолютной эвстазии необходима статистическая обработка данных по относительным колебаниям уровня моря по всему осадочному бассейну или его крупным частям.

Многоплановость сейсмостратиграфического анализа требует выделения сейсмостратиграфических подразделений разного генезиса. Сейсмостратиграфические подразделения общего пользования (неясной специализации) применяются при начальном анализе временных сейсмических разрезов, когда не установлен генезис волнового поля и вырисовывающихся по нему более частных деталей (табл.5.2). Наиболее крупным подразделением является сейсмический разрез, измеряемый в неглубоких осадочных бассейнах первыми секундами, а в глубоких осадочных бассейнах несколькими секундами. Сейсмическое тело выделяется в интервале от сотен миллисекунд до 1 с. Наиболее мелким сейсмостратиграфическим подразделением общего пользования является сейсмический объект. Он характеризуется временным интервалом менее 100 мс.

Сейсмостратиграфические подразделения стратиграфической и литодинамической специализации были охарактеризованы выше (табл.5.3, 5.5). При сейсмостратиграфическом анализе тектонические и палеогеоморфологические подразделения применяются в общепринятом смысле (табл.5.4, 5.7). Они устанавливаются при комплексировании сейсмостратиграфии с другими

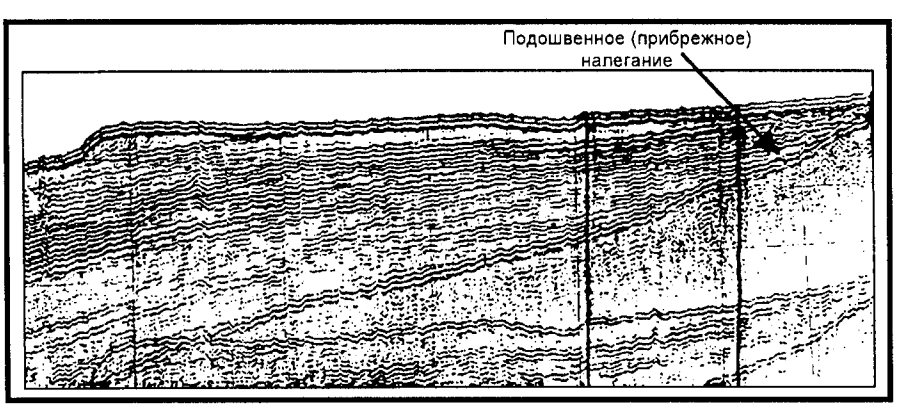


Рис.5.19. Фрагмент временного разреза шельфа Японского моря, иллюстрирующий подошвенное (прибрежное) налегание

http://jurassic.ru/

Таблица 5.2

Сейсмостратиграфические подразделения общего пользования (неясной специализации)

3. Сейсмический объект
2. Сейсмическое тело
1. Сейсмический разрез

Таблица 5.3

Сейсмостратиграфические подразделения стратиграфической специализации

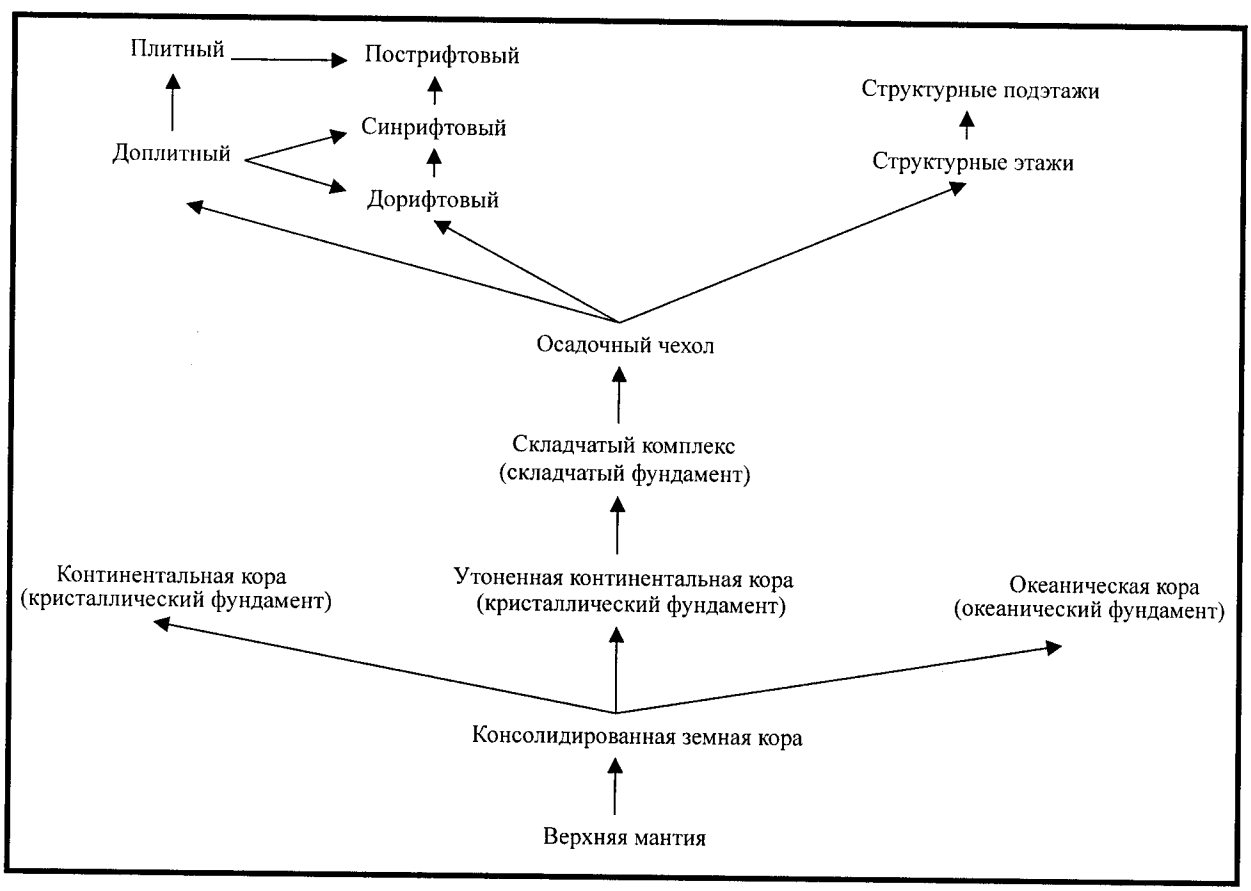
5. Ось синфазности (сейсмоквант)
4. Сейсмоансамбль (сейсмопакет)
3. Сейсмокомплекс
2. Сейсмоэтаж
1. Осадочный чехол

видами геологической и геофизической информации. Сейсмостратиграфические подразделения фациальной (вещественной) специализации не ограничиваются изохронными поверхностями (табл.5.6). По латерали их возрастной диапазон меняется, хотя на отдельных участках, местами весьма протяженных, их границы могут совпадать с возрастными напластованиями. Наиболее крупной единицей является сейсмофация. Она обычно охватывает разрез осадочного чехла до первых секунд и возрастной диапазон до первых сотен миллионов лет. Сейсмофация отвечает разрезу до нескольких сотен миллисекунд и возрастному диапазону до нескольких миллинов лет. Наименьшей единицей фациальной (вещественной) специализиации является сейсмослой. Он не превышает первых миллисекунд, а его возрастной диапазон измеряется сотнями тысяч лет и менее. В основе выделения сейсмоформаций и сейсмофаций лежит визуальный анализ рисунка сейсмической записи и скоростные параметры разреза. Сейсмослой расшифровывается по количественному набору параметров, входящих в систему прогнозирования геологического разреза.

Классификация осадочных бассейнов в сейсмостратиграфии основывается на литодинамических параметрах (табл.5.8, 5.9).

Таблица 5.4

Тектонические подразделения



http://jurassic.ru/

Таблица 5.5

Литодинамические подразделения осадочного чехла

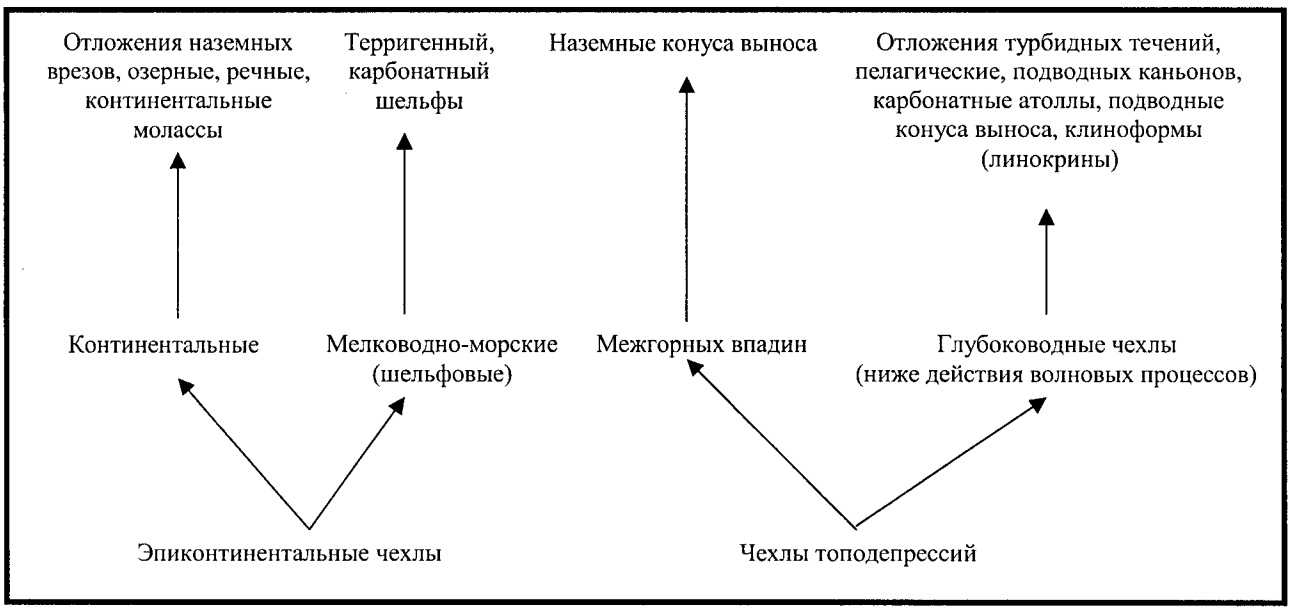


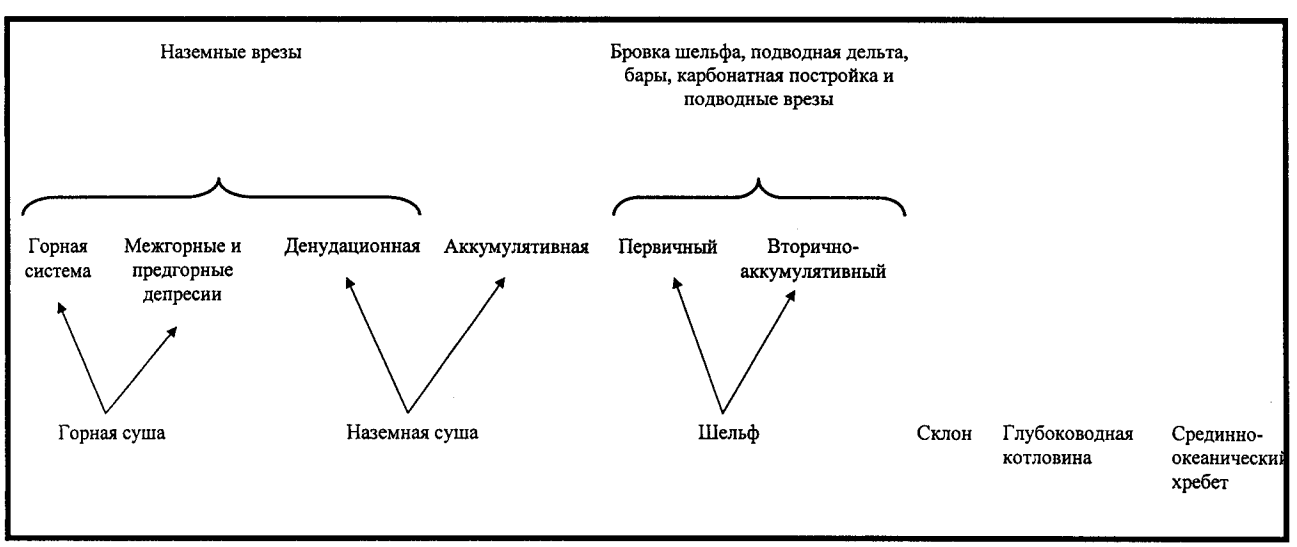
Таблица 5.6

Сейсмостратиграфические подразделения фациальной (вещественной) специализации

3. Сейсмослой
2. Сейсмофация
1. Сейсмоформация

Таблица 5.7

Палеогеоморфологические элементы



http://jurassic.ru/

Таблица 5.8

Подразделения тектонической классификации осадочных бассейнов

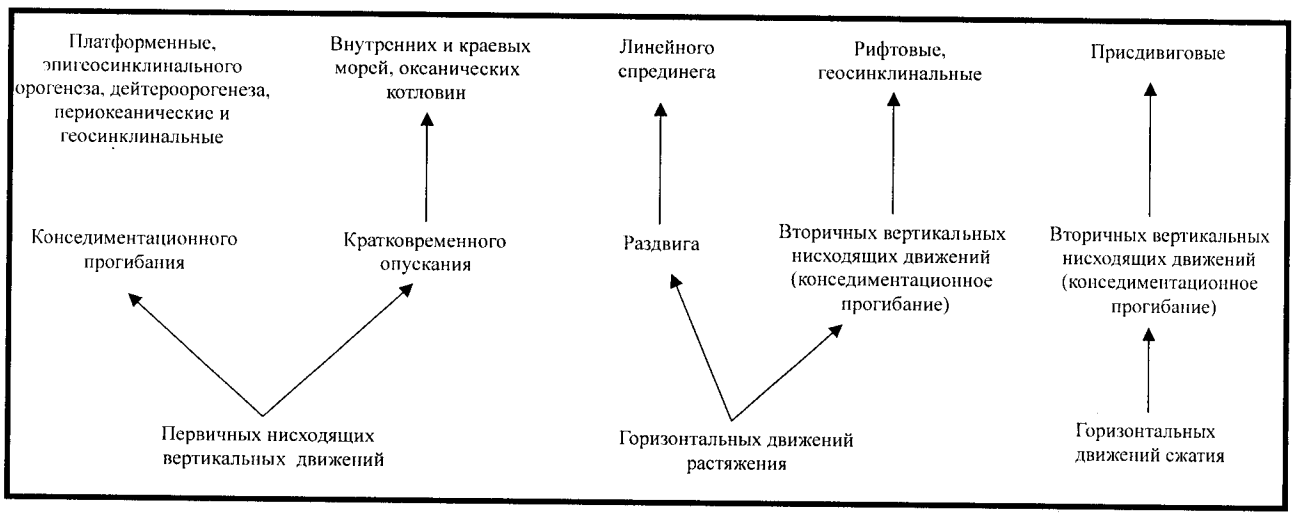
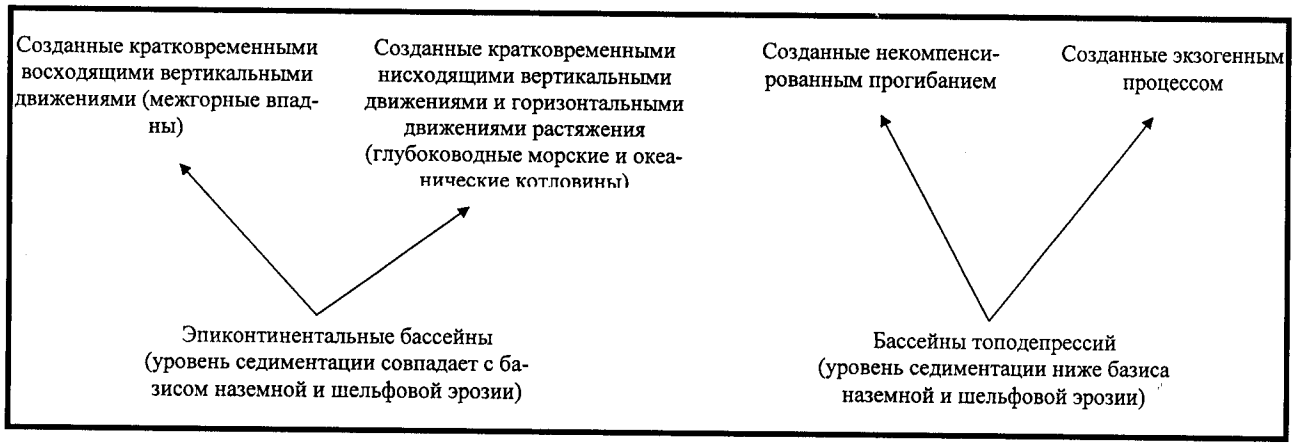


Таблица 5.9

Подразделения седиментационной классификации осадочных бассейнов



5.3. Сиквентная стратиграфия: понятия, современное состояние проблемы

5.3.1. Современное состояние

Приёмы использования сиквенс-стратиграфического и сейсмостратиграфического методов во многом сходны. В обоих случаях определяющее значение имеют анализ рисунка слоистости, выделение и прослеживание поверхностей несогласного залегания слоев и определение типов несогласий. Однако слоевые ассоциации, выделяемые как системные подразделения (естественные геологические тела надпородного уровня организации), при сейсмостратиграфическом и сиквенс-стратиграфическом расчленении разреза не совпадают, поскольку они определяются различными системными связями.

П.Р. Вейл был одним из первых, кто обратил внимание на существование особой категории естественных геологических тел надпородного уровня организации – циклически построенные совокупности элементарных осадочных систем, структурные связи которых определяются колебаниями уровня моря. Он полагал, что выделенные им геологические тела формируются в пределах шельфовой части бассейнов пассивных окраин при наличии определенных условий: а) соразмерности величины тектонического погружения дна бассейна и амплитуды эвстатических колебаний уровня моря; б) неполной компенсации тектонического погружения осадконакоплением; в) наличии перегибов поверхности осадков любой природы (тектонической, седиментационной, абразионной). П.Р.Вейл составил принципиальную модель *элементарной циклической системы*, и дал ей специальное название "*сиквенция*" (*sequence*) (рис.5.20, цв. вкладка). К сожалению, в даль-

http://jurassic.ru/

нейшем авторский смысл этого понятия был утерян, и в литературе он чаще всего употребляется как термин свободного пользования, или как синоним термина "циклит", введенный для обозначения более широкого класса циклически построенным слоевых ассоциаций [Англо-русский..., 1995; Карогодин, Арментроут, 1996; Карогодин и др., 1996, 2000]. В отличие от "сиквенций" П.Р.Вейла, системные связи "циклитов" определяются не только колебаниями уровня моря, но и другими геологическими процессами (геодинамическими, тектоническими, климатическими и др.). Поэтому, чтобы отличить "сиквенции" П.Р. Вейла (сиквенции 3 и 4 порядков) от "циклитов", а также от последовательностей напластований другого типа далее по тексту употребляется термин "вейлит" [Пути..., 2001].

Исходя из представлений, развиваемых П.Р. Вейлом и его соавторами, на примере бассейнов пассивных окраин континентов были разработаны основные принципы выделения "вейлитов", критерии определения их внешних и внутренних границ, а также предложена детально проработанная технология сиквенс-стратиграфического анализа и терминология ("клиноформа П.Р.Вейла"). Следует отметить, что разработчики этой технологии специально подчеркивали, что такой критерий, как смена одних регрессивно-трансгрессивных последовательностей другими, широко используемый при выделении циклических подразделений иной природы (ритмостратиграфических, климатоциклитов, "циклитов" Карогодина и др.), для выделения "вейлитов" недостаточен.

Главным критерием выделения "вейлитов" служит специфический рисунок соотношения поверхностей напластования, который позволяет установить генетическую природу элементарной осадочной системы (непрерывной последовательности) и на этом основании доказать её принадлежность к комплексу низкого стояния уровня моря, трансгрессии и высокого стояния. Поэтому разрезы отдельных обнажений и скважин для выделения "вейлитов" мало пригодны. Необходимо иметь, как минимум, протяженные сейсмические разрезы, а лучше сеть региональных сейсмостратиграфических разрезов. Кроме того, необходимо чтобы сейсмические профили располагались в пределах бассейнов некомпенсированного осадконакопления и пересекали морфологически выраженные в рельефе его дна (в виде перегиба) зоны: бровку аккумулятивного шельфа либо бровку уступа конуса дельты. Не менее важно, чтобы анализируемая часть разреза не была нарушена постседиментационными деформациями и размывами, либо эти нарушения были слабыми, что позволяет провести реконструкцию разреза.

Ниже излагаются основные понятия сиквенс-стратиграфии, принципы выделения объектов исследований и методы их изучения, при этом мы используем разработанные американскими учеными-нефтяниками подход и терминологию, которые широко и успешно применяются на практике.

5.3.2. Основные понятия и термины

Определение понятия "вейлит"

"Вейлит" – это элементарная осадочная система, целостная их совокупность, генетически связанная цикличностью колебаний уровня моря (базиса эрозии седиментационного бассейна). Она формируется в течение интервала времени, необходимого для восстановления профиля эрозионно-денудационного равновесия, нарушенного тектоническими либо эвстатическими процессами. "Вейлиты" как осадочные системы ограничены перерывами в осадконакоплении, поверхностями эрозионных несогласий и коррелятными им согласными границами. В краевой части бассейна эти поверхности несогласий отвечают перерывам, связанным с эрозией и размывом подстилающих толщ, а в центральных частях – с недостатком материала (отсутствием седиментации).

Типы "вейлитов" и их составные элементы

В настоящее время принято выделять два типа "вейлитов" в соответствии с двумя типами границы в их подошве.

Граница первого типа – это эрозионная поверхность с отчетливыми следами размыва, образованная в результате субаэрального обнажения морского дна. Предполагается, что граница первого типа формируется в тот период времени, когда скорость падения уровня моря превышала скорость прогибания бассейна, при этом схема прекращения прослеживания подстилающих и перекрывающих слоев на описываемой границе представляет собой соответственно кровельное срезание и подошвенное налегание [Van Wagoner et al., 1988, Vail et al, 1991]. В этом случае происходит переотложение осадков, возникновение врезанных долин и смещение фаций в сторону бассейна (см. рис.5.20а, цв. вкладка).

Подошвенная граница второго типа – также эрозионная поверхность, но она остается согласной с подстилающими отложениями и формируется в тот период времени, когда скорость падения уровня моря меньше, чем скорость прогибания бассейна (см. рис.5.20б, цв. вкладка). При этом линия раздела области осадконакопления и берега смещается в сторону суши, а перекрывающие слои залегают на этой поверхности по типу берегового налегания (coastal onlap) [Van Wagoner et al., 1988]. В зависимости от типа подошвенной границы различают "вейлиты" первого или второго типа.

Системные подразделения "вейлитов" – тракты и парасиквенции

Каждый "вейлит" состоит из элементарных осадочных систем, далее именуемых кратко трактами. Осадочные системы в настоящем контексте – это трехмерные геологические тела, представляющие собой стратиграфически непрерывную последовательность напластований, генетически связанные единством времени и места образования. Тракты определяются своим положением внутри "вейлита", типом ограничивающих их по-

http://jurassic.ru/

верхностей и внутренним строением слагающих их парасиквенций.

Выделяются четыре типа трактов осадочных систем:
- низкого уровня моря ("вейлит" только 1 типа)
- трансгрессии ("вейлит" 1 и 2 типов)
- высокого уровня моря ("вейлит" 1 и 2 типов)
- окраины шельфа ("вейлит" только 2 типа)

"Вейлит" первого типа состоит из трактов низкого уровня моря, трансгрессии и высокого уровня моря. "Вейлит" второго типа включает тракты края шельфа, трансгрессий и высокого уровня моря. Внутри трактов несогласия и перерывы осадконакопления не наблюдаются. Выделение "вейлитов" в разрезах связано с определением взаимосвязей трактов. Только определенный набор трактов формирует циклическую систему, обусловленную колебаниями уровня моря (базиса эрозионно-седиментационного равновесия).

Процесс формирования трактов происходит непрерывно, но неравномерно, поэтому тракт дискретен и представляет собой серию более мелких геологических тел – парасиквенций. Под термином "парасиквенция" подразумевается фундаментальная (основная) ассоциация слоев, которая может состоять из простой сиквенции, а также из нескольких парасиквенций, составляющих стратиграфически непрерывный ряд.

Тракты внутри "вейлитов" и их разновидности

Анализ имеющихся материалов позволил создать обобщенную модель осадочных процессов (рис.5.21, цв. вкладка) [Vail,1987, Hag et al., 1988, Posamentier, Vail, 1988], которые формируют смену последовательности трактов на краю бассейна.

Тракт осадочных систем низкого уровня моря

Отложения этого тракта в общем случае могут быть представлены тремя отдельными фациальными единицами: конусами выноса, накопившимися на дне бассейна, на его склоне и/или осадочным клином (призмой), сформировавшимся за бровкой шельфа. Этот этап может сопровождаться образованием каньонов и аллювиальных русел на шельфе. Формирование конусов выноса на склоне и дне бассейна может происходить одновременно и совпадать с началом накопления осадочного клина. В кровле конуса слои залегают по типу подошвенного прилегания. Кровля конуса склона является поверхностью подошвенного прилегания для отложений средней и верхней частей клина низкого уровня моря.

Осадочный клин низкого уровня моря характеризуется обычно аградационным типом осадконакопления с подошвенным налеганием на склоне. Формирование клина происходит во время медленного относительного подъема уровня моря.

Комплекс низкого уровня моря, если он откладывается в бассейне с крутыми бортами, представлен относительно тонким осадочным клином. Формирование нижней его части происходило во время относительного падения уровня моря на фоне активного действия эрозионных потоков и выноса ими осадков с прибрежной равнины на шельф и в котловину. Береговая линия в этот период быстро перемещается в сторону бассейна до тех пор, пока относительное падение уровня моря не стабилизируется. Верхняя часть клина накапливается в момент медленного подъема уровня моря, заполняя осадками врезанные долины.

Тракт осадочных систем окраины шельфа

Как следует из определения этого тракта, отложения его слагающие формируются на окраине шельфа и образуют самую нижнюю часть "вейлита" второго типа.

Он включает серию проградационных и/или аградационных слоев, характеризующихся подошвенным налеганием в сторону суши и прилеганием в сторону моря.

Трансгрессивный тракт

Трансгрессивный седиментационный комплекс составляет среднюю часть "вейлитов" как первого, так и второго типов. Слои внутри трансгрессивного тракта прекращают прослеживаться в направлении суши по схеме подошвенного налегания, а к центру бассейна по схеме подошвенного прилегания. Кровлей трансгрессивного комплекса является поверхность максимального затопления.

В момент формирования поверхности максимального затопления накапливаются преимущественно литологически однородные толщи, с которыми, как правило, связаны наиболее выдержанные и динамически ярко выраженные сейсмические горизонты. Поэтому эту поверхность можно было бы принять за границу "вейлита", но традиционно его границу проводят по подошве тракта низкого уровня моря.

Тракт осадочных систем высокого уровня моря

Тракт высокого уровня моря – верхний комплекс "вейлита" первого и второго типов наиболее широко распространён на шельфе. В его строении участвуют одна или серия аградационно наслоенных парасиквенций. Парасиквенции внутри комплекса высокого уровня налегают на границу "вейлита" в направлении суши, а в сторону бассейна прилегают к кровле трансгрессивного тракта или тракта низкого уровня моря.

Из сказанного выше следует, что все рассмотренные осадочные комплексы "вейлита" накапливаются в ходе единого циклического (синусоидального) процесса, определяя его разные этапы (см. рис. 5.21, цв. вкладка). При этом предполагается, что в пределах самого "вейлита" процесс осадконакопления непрерывен и любой значимый перерыв в осадконакоплении указывает на вероятную смену одного "вейлита" на другой.

5.3.3. Методика анализа

Сиквентный анализ, как уже говорилось выше, по сути, является комплексным методом, требующим синтеза геолого-геофизических данных (обнажение – скважина – временной разрез). Такой подход обеспечивает

http://jurassic.ru/

интерпретатора корреляционной базой, в основе которой лежит концептуальная модель связи процессов эрозии и осадконакопления с циклическими колебаниями уровня эрозионно-седиментационного равновесия.

Выполняется сиквентный анализ после завершения сейсмостратиграфического исследования региона, в ходе которого выделены возрастные сейсмостратиграфические подразделения первого (структурно-тектонические комплексы), второго (сейсмогеологические этажи) и третьего (квазисинхронные сейсмокомплексы) порядков, намечены границы седиментационных бассейнов, проведена их генетическая типизация, выделены зоны компенсированного и некомпенсированного осадконакоплением прогибания. Сиквентный анализ проводится раздельно для каждого из квазисинхронных сейсмокомплексов. Главной особенностью, отличающей сиквентный анализ от сейсмостратиграфического, является необходимость определения абсолютных значений скорости геологических процессов, ответственных за формирование осадочных последовательностей.

Методической основой сиквенс-стратиграфического анализа, как уже отмечалось, служат технологии, заимствованные из сейсмостратиграфического анализа. В ходе исследования решается следующий круг задач:

- сиквенс-стратиграфическая интерпретация сейсмического разреза на основе изучения рисунка слоистости;
- возрастная калибровка выделенных последовательностей напластования и литофациальная интерпретация трактов осадочных систем;
- качественная и количественная оценка параметров, контролирующих процесс осадконакопления.

Сиквенс-стратиграфическая интерпретация сейсмического разреза на основе анализа рисунка слоистости

Задачи, решаемые на этом этапе исследования, включают: а) картирование сиквенс-стратиграфических подразделений ("вейлитов", трактов и парасиквенций); б) типизацию выделенных системных трактов и "вейлитов"; в) определение интервалов относительных подъемов, падений и стабилизации уровня моря.

Весь перечисленный перечень задач решается на основе трассирования по разрезу отражающих горизонтов, которые маркируют положение поверхности напластований, и анализа несогласий. Главным итоговым документом на этом этапе служит хроностратиграфический профильный разрез бассейна седиментации, поскольку именно на нем наиболее ярко отображены пространственно-временные соотношения слоев, позволяющие судить о типах элементарных осадочных систем, трактов и "вейлитов".

Процедура построения хроностратиграфических схем, разработанная в рамках сейсмостратиграфического анализа исследовательской группой Эксон во главе с П.Р. Вейлом, ясна из рассмотрения примера, приведенного на рис.5.22, и не нуждается в особых пояснениях. Применение этой технологии обеспечивает надёжное выделение "вейлитов", системных трактов и определение их природы. Здесь уместно лишь напомнить, что при определении природы сиквенс-стратиграфических подразделений особое внимание обращают на геологическую информацию о характере изменения литологического состава пород внутри элементарных осадочных систем (трактов). По этому признаку различают тракты, сложенные регрессивной, трансгрессивной и аградационной последовательностями, и судят об интенсивности поступления в бассейн осадочного материала, что определяется соотношением скорости изменения пространства аккомодации и скорости осадконакопления.

Возрастная калибровка сейсмостратиграфических последовательностей и литофациальная интерпретация трактов осадочных систем

Это – одна из наиболее важных процедур анализа. Её цель – выявить соответствия геологических и сейсмических границ и установить их возраст и продолжительность формирования сиквенс-стратиграфических подразделений.

На первом этапе анализируются результаты геологического изучения разрезов обнажений и скважин с целью их литофациального и стратиграфического расчленения. При этом особое внимание уделяют различного рода геологическим реперам, которые маркируют катастрофические (в геологическом смысле) глобальные и зональные события, а также кратковременные пульсационные геологические процессы. К их числу относятся седиментационные маркеры: "твердое дно"; маломощные прослои глин внутри карбонатных пластов; прослои туфов, тектонитов и катастрофитов; горизонты унифитов (гомогенные алевропелиты), индундитов (отложения сильных наводнений), тайдалитов (отложения высоких приливов), темпейститов (их формирование связывают с цунами), сейсмитов, а также иридиевые горизонты и др.

В изолированных континентальных бассейнах большое значение имеет смена континентальных отложений морскими, которая сопровождается кратковременными, но контрастно выраженными перерывами, связанными с эрозионными процессами. В разрезах глубоководных отложений значительна роль геохимических маркеров, проявленных в изменениях изотопного состава кислорода, углерода, серы органического вещества, и некоторых типов биологических маркеров (массовые заморы или вымирание некоторых видов организмов). Указанные реперы обычно изучаются комплексно и поэтому, как правило, имеют наиболее надежные датировки абсолютного возраста. В дальнейшем эти данные используются для определения абсолютного возраста изохронных ассоциаций слоев, их внешних и внутренних границ, выделенных на хроно-

http://jurassic.ru/

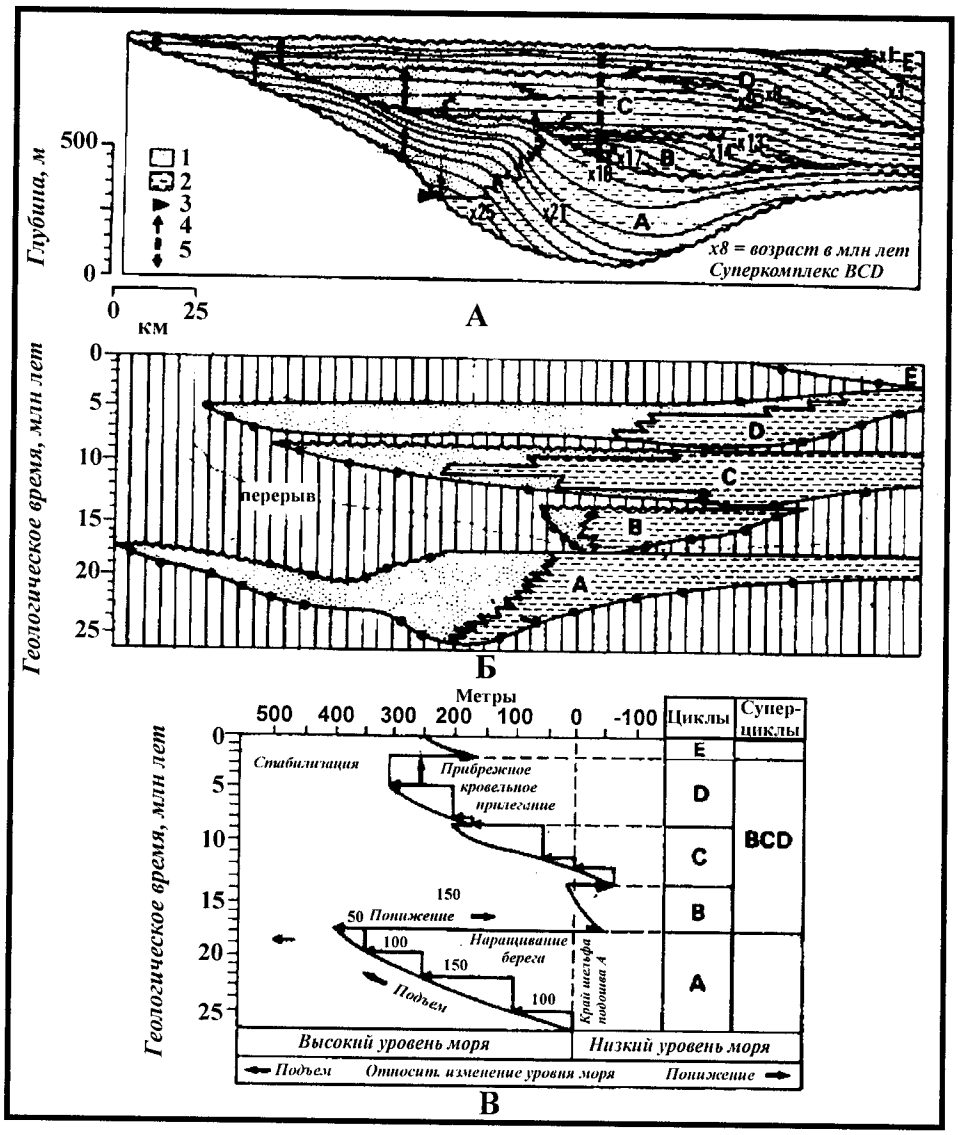


Рис.5.22. Методика построения графика региональных циклов относительных изменений уровня моря [Mitchum et al., 1977; Сейсмическая стратиграфия..., 1982]

А) геологический разрез: 1 – прибрежные осадки, 2 – морские осадки, 3 – первоначальный край шельфа, 4 – наращивание берега, 5 – смещение вниз по падению;

Б) хроностратиграфическая схема;

В) схема региональных циклов относительного изменения уровня моря

стратиграфическом профиле по указанным выше критериям.

При рассмотрении результатов литофациального расчленения разреза обнажений и скважин особое внимание уделяют особенностям текстуры и состава горных пород и ископаемым органическим остаткам, которые несут информацию об условиях среды осадконакопления: температуре, солености, освещенности, газовом режиме, гидродинамике, характере грунта и пр. Очень важны различного рода показатели глубины бассейна осадконакопления. Для этих целей наиболее информативными принято считать данные о распространении различных групп беспозвоночных и водорослей. Однако, как показано в одной из последних работ А.М.Никишина с соавторами [1999], их использование позволяет более или менее надежно выделять только заведомо мелководные (до 200 м) или глубоководные (более 2000 м) бассейны.

Особо отмечают все ритмично построенные осадочные толщи (градационно слоистые микроритмы плоскопараллельной части флишевых и флишоидных отложений, микроритмы угленосных и соленосных формаций, ленточных глин, чередование ледниковых и межледниковых горизонтов), а также границы регрессивно-трансгрессивных последовательностей высоких порядков (пятого и выше).

http://jurassic.ru/

На втором этапе решается главная задача – возрастная калибровка выделяемых сейсмических границ и литофациальная интерпретация системных трактов.

Возрастная калибровка выделенных элементов сейсмического разреза решается путём расчёта синтетических сейсмограмм. При этом в качестве первого приближения используют данные ВСП (вертикальное сейсмопрофилирование) и других видов каротажа скважин (в первую очередь акустического). Эта процедура обеспечивает строгую привязку сейсмических границ к геологическим реперам и позволяет выяснить, какие особенности строения геологического разреза находят отражение в рисунке волнового поля.

Литологическая интерпретации трактов осадочных систем предусматривает совместное рассмотрение данных, полученных в ходе изучения обнажений, керна скважин и различных видов каротажа (ВСП, АК, РК, НГК, КС, ПС и др.), с результатами сиквенс-стратиграфической интерпретации сейсмических разрезов. Каротажные диаграммы содержат отпечаток, с одной стороны, фациального состава отложений и с другой – их взаимоотношения по вертикали. С тем, чтобы обоснованно судить о составе и характере фаций, определенных по каротажным данным, изучают керн по соответствующим скважинам. В результате таких исследований получают вертикальный ряд генетически связанных осадочных единиц, путем сопоставления и корреляции данных бурения с временными разрезами решаются вопросы стратиграфического положения сейсмических границ в осадочном бассейне, устанавливаются тип и характер седиментации.

В случае недостатка данных бурения для геологического дешифрирования сейсмофациальных единиц используют типовые модели распределения отложений при карбонатном, кремнисто-обломочном, глинисто-терригенном, карбонатно-эвапоритовом осадконакоплении [Posamentier, Vail, 1988, Seismic..., 1988, Vail et al.,1991].

При смешанной седиментации в трактах низкого уровня моря подводные конуса выноса сложены глубоководными морскими песками, осадки наступающего клина и склоновых конусов – тонкозернистыми алевролитами и песками. Трансгрессивный тракт представлен карбонатными отложениями, в которых заключены рифы и банки. Отложения, накопившиеся при высоком уровне моря, также представлены карбонатами. На шельфе – это мелководные известняки, на склоне и в котловине – глинисто-карбонатные депрессионные отложения.

При всех типах седиментации обломочные фации размещаются в трактах низкого уровня моря. Песчаные коллекторы присутствуют в пяти типах геологических тел: в конусах выноса котловины, турбидитах и конусах выноса склонов, в тыловых частях склоновых клиноформ, в наступающих клиньях и в комплексах заполнения врезанных долин.

В трактах высокого уровня моря и трансгрессий кремнисто-глинистые фации образуются только при терригенной седиментации. Породы-коллекторы в этих типах литофаций возникают в периоды резкого возрастания скорости осадконакопления. В целом тракты высокого уровня моря и трансгрессий благоприятны для формирования нефтематеринских пород и флюидоупоров.

Качественная и количественная оценка параметров, контролирующих процесс осадконакопления

Это один из ответственных, но слабо разработанных этапов сиквенс-стратиграфического анализа. Приоритетной задачей рассматриваемого этапа является построение кривых относительного изменения уровня моря. При этом под термином "относительное изменение уровня моря" понимается изменение аккомодационного пространства под воздействием трех основных факторов: а) подъёмов и падений уровня моря или, в более обобщенном виде, колебаний базиса эрозии осадочного бассейна; б) дифференцированного перемещения поверхности осадконакопления; в) увеличения или уменьшения объема сносимого материала. В свою очередь, подъёмы и падения уровня моря могут происходить как вследствие общих эвстатических колебаний уровня океана, так и за счет эпейрогенических движений, которые приводят к вертикальному перемещению крупных блоков земной коры (региональные движения) и даже целых континентов (глобальные движения). Причины дифференцированного перемещения поверхности осадконакопления также многофакторны и зависят от: а) тектонического погружения фундамента, б) дополнительного прогибания дна под весом накопившихся осадков (изостатическое погружение) и в) от уплотнения ранее сформированных толщ.

Первоочередные задачи, решаемые на этом этапе исследования, две: а) – качественная оценка относительного изменения уровня моря и б) – построение количественной кривой относительного изменения уровня моря. Полученные результаты затем используются при реконструкции хода осадочного процесса и создании численных седиментационных моделей. Сам процесс численного моделирования носит интерактивный характер и считается завершенным, если полученная модель отвечает наблюдаемому по скважинам характеру распределения литофаций в разрезе, а слоистость соответствует наблюдаемой на сейсмическом разрезе геометрии отражающих границ.

Эта процедура может быть выполнена только при наличии исходных материалов, отвечающих определенным требованиям. Для построения кривых относительных изменений уровня моря либо глобальной кривой эвстатических колебаний уровня океана необходимо иметь сеть региональных сейсмических профилей и их сейсмостратиграфическую интерпретацию. Эти разрезы должны включать в себя край шельфа, а также со-

http://jurassic.ru/

держать (для данного региона) наиболее полную запись (трансгрессивного) прибрежного налегания. Для этих целей желательно иметь сейсмические разрезы высокого качества при достаточном скважинном контроле. Выбранный для анализа участок должен иметь достаточно простое строение, структурные деформации в разрезе должны быть не очень сложными и легко реконструируемыми.

Процедура построения кривых относительных изменений уровня моря (ОИУМ)

К построению кривых ОИУМ приступают после того, как определены граничные поверхности "вейлитов" и их системных трактов, периоды стабилизации, подъемов и падений, их соотношения со шкалой геологического времени. Традиционная технология построения кривых ОИУМ детально описана в книге [Сейсмическая стратиграфия, 1982]. В статье П. Вейла с соавторами, опубликованной в сборнике [Mitchum et al.,1977], приведен рисунок, который воспроизводится нами без изменений (см. рис.5.22). Этот рисунок достаточно полно раскрывает сущность и методику данной процедуры. Ключевыми ее моментами являются определение и анализ величины береговой аградации (наращивание берега) и вертикальной составляющей прибрежного подошвенного налегания. Относительный подъем УМ измеряется величиной наращивания берега, а величину относительного падения УМ определяет смещение вниз по склону точек прибрежного налегания. Кровельное прибрежное прилегание указывает на период относительно стабильного положения УМ. В тех случаях, когда можно наблюдать в разрезе подошвенное налегание на морские отложения, для определения ОИУМ П.Р.Вейл с соавторами рекомендуют использовать данные о палеобатиметрии, полученные в результате изучения литологического состава пород и содержащихся в них органических остатков.

Как отмечают авторы, предлагаемая ими методика построения кривых ОИУМ применима лишь для тех площадей, где имеются разрезы, в которых сохранилась запись прибережного налегания. На практике такие разрезы встречаются достаточно редко, что резко ограничивает применение этой технологии. Значительно чаще встречаются площади, в разрезах которых сохранилась запись проградационного наращивания бровки аккумулятивного шельфа. Для таких областей также могут быть составлены кривые ОИУМ, однако методика их построения несколько иная и требует более сложного набора процедур. В частности, она предусматривает проведение специальных операций по выравниванию разрезов для учета постседиментационных деформаций. Для этих целей необходимы сейсмические разрезы, на которых хорошо выражено строение анализируемого клиноформенного комплекса (бровка аккумулятивного шельфа и его фондоформенная и ундоформенная части) и структура перекрывающих клиноформу слоев. Кроме того, необходимы веские геологические доказательства того, что кроющая толща представлена мелководными или континентальными отложениями. При соблюдении последнего условия проводимые операции выравнивания разреза по горизонтам, залегающим внутри кроющей толщи, обеспечивает корректный учет влияния постседиментационных деформаций. После снятия влияния постседиментационных деформаций можно приступать к построению кривых относительных колебаний уровня моря по технологии, разработанной П. Вейлом для прибрежной зоны, но уже замеряя приращение высот (расстояния) между двумя смежными точками перегиба аккумулятивного шельфа. Последовательность операций, выполняемых при построении кривых относительного изменения уровня моря по наращиванию шельфа видна из рассмотрения рисунков на примере Западно-Сибирского мегабассейна (рис.5.23-5.27, цв. вкладка) .

Следует подчеркнуть, что наиболее благоприятными объектами для построения количественных кривых изменения уровня моря являются разрезы пассивных окраин осадочных бассейнов с хорошо выраженными палеобереговыми линиями, палеошельфами, палеосклонами и палеокотловинами. Значительно сложнее применить сиквентную стратиграфию в тектонически-активных бассейнах. В разрезах этих бассейнов главная роль в формировании аккомодационного пространства принадлежит конседиментационному тектоническому погружению дна бассейна. Низкие палеоуровни, связанные с колебаниями уровня моря, могут быть намечены лишь качественно по наземным эрозионным врезам и фациальной вертикальной последовательности разреза.

Оценка эвстатической составляющей изменений уровня моря

Относительные изменения уровня моря, как уже указывалось, отражают влияние, оказываемое на ход седиментационных процессов двух геологических факторов: а) эпейрогенических движений глобального и регионального масштаба и б) эвстатических колебаний уровня Мирового океана. Поэтому задача исследования сводится к нахождению влияния каждого из них. Эта проблема относится к числу наиболее сложных задач в геологии и до настоящего времени не имеет своего решения. П.Х Кюнен [Kuenen, 1939] был одним из первых, кто сделал попытку оценить величину эвстатических колебаний уровня Мирового океана, связав гипсографическую кривую Земли с кривыми изменения площади затопления континентов. Опираясь на график зависимости относительной высоты стояния континентов, составленный на основе анализа палеогеографических карт, П.Х. Кюнен пришел к выводу, что в течение последних 500 млн лет эвстатические колебания уровня океана достигали 40 м. Позднее эта же проблема была рассмотрена Д. Уайзом [1978] с использованием более

http://jurassic.ru/

детальных кривых затопления континентов, построенных на базе атласа палеогеографических карт Мира, составленного Н.М.Страховым [1948], и аналогичного атласу Термье для Северо-Американского континента [Termier, Termier, 1952]. На основе анализа этих данных Д. Уайз теоретически обосновал наличие закономерной связи между площадью затопления континентов и высотой стояния уровня океана и показал, что характер этой связи остается неизменным, по меньшей мере, последние 2500 млн лет (рис.5.28, цв. вкладка). Он же определил максимальный (плюс 180 м) и минимальный (минус 50 м) уровни стояния океана в фанерозое.

Классическая работа Д. Уайза подвела своеобразный итог многолетним усилиям геологов, направленным на изучение эвстатических колебаний уровня океана. Одновременно она продемонстрировала ограниченные возможности чисто геологических методов изучения этого процесса, поскольку они основаны на анализе глобальных регрессий и трансгрессий. В качестве фактографической базы при этом используются атласы палеогеографических карт мира. Количество такого рода глобальных карт ограничено, все они, как правило, мелкомасштабны и охватывают большие по продолжительности отрезки времени, что приводит (за счет большого осреднения) к значительным искажениям величины площади затопления и позволяет выявить глобальные эвстатические циклы только двух наиболее крупных рангов (мега- и суперциклы).

Новый импульс в изучение проблемы эвстатических колебаний уровня Мирового океана внес сейсмостратиграфический анализ. В работах П.Р.Вейла и его соавторов описывается идеология построения кривой эвстатических колебаний уровня океана на основе изучения строения циклических слоевых ассоциаций, генетически связанных с колебаниями уровня моря. По мнению П. Вейла, в бассейнах пассивных окраин континентов амплитуда эпейрогенических тектонических движений незначительна и не влияет на характер кривой относительных колебаний уровня моря, либо вносимые этими движениями искажения могут быть исключены при статистической обработке данных, полученных для большого количества осадочных бассейнов. Исходя из этой идеологии, по результатам сиквенстратиграфической обработки материалов более 50 осадочных бассейнов западной и восточной окраин Атлантического океана П. Р. Вейлом с соавторами была составлена кривая эвстатических колебаний уровня Мирового океана в мезозое и кайнозое.

Под влиянием этой работы в конце 90-ых годов прошлого века был предложен и осуществлен международный проект по изучению колебаний уровня моря. Его итогом стало создание детальных хроностратиграфических схем для мезозоя и кайнозоя с выделением циклических (сиквенстратиграфических) подразделений различного ранга [Graciansky et al., 1998, Кириллова, 2001]. Результаты этих исследований, а также сиквенс-стратиграфические работы китайских ученых [Wang, 2000] позволили выделить в разрезе фанерозоя шесть рангов циклических последовательностей. Анализ этих данных показал, что сиквенции от 1 до 3 порядков, формирующиеся в течение циклов продолжительностью от 250 до 3-5 млн лет, прослеживаются в глобальном масштабе. Сиквенции и парасиквенции циклов 4-6 порядков характеризуются региональным и локальным распространением [Wang, 2000]. В то же время эти исследования показали, что циклы, выделенные по принципу смены регрессивно построенных рядов слоевых ассоциаций трансгрессивно построенными рядами, не всегда связаны с эвстатическими колебаниями уровня Мирового океана. Более того, крайние члены этого иерархического ряда (самые крупные и самые мелкие) явно связаны с региональными и локальными тектоническими событиями. Эти результаты послужили основанием для появления в печати работ с критикой не только составленной П. Вейлом кривой эвстатических колебаний уровня океана, но и самой его идеи о наличии циклически построенных слоевых ассоциаций, генетически связанных с относительными изменениями уровня моря.

Однако с этой критикой можно согласиться лишь частично. Как уже указывалось выше, кривая эвстатических колебаний уровня океана построена П. Вейлом на основе анализа величин относительных изменений уровня моря, замеренных в зоне прибрежного налегания, что позволяет исключить влияние дифференцированных погружений дна бассейна. Кроме того, при ее построении использована процедура статистической обработки, которая учитывает влияние эпейрогенической составляющей движений регионального масштаба. Безусловно, эта кривая нуждается в уточнении, поскольку она составлена по ограниченному числу бассейнов, примыкающих только к Атлантическому океану, и уже в силу одного этого обстоятельства не может рассматриваться как глобальная кривая.

Для построения более обоснованной глобальной кривой необходимо использовать данные не только по бассейнам пассивных окраин континентов, но по другим типам бассейнов. К сожалению, методика построения кривых, предложенная и описанная в классических работах П.Р.Вейла, не позволяет этого сделать, поскольку она приспособлена для анализа разрезов бассейнов пассивных окраин, в которых чаще всего сохранена запись наращивания берега. В то же время, осадочных бассейнов, в разрезах которых сохранена запись наращивания шельфа, значительно больше. Следовательно, достичь прогресса в решении проблемы уточнения глобальной кривой эвстатических колебаний уровня Мирового океана можно, если дополнить методику построения количественных кривых изменения уровня моря, предложенную П.Р.Вейлом, рядом процедур, которые позволят анализировать разрезы с сохраненной записью наращивания берега. Такая методика дает возможность расширить список представительных

http://jurassic.ru/

бассейнов, в первую очередь, за счет эпиконтинентальных, где такие разрезы представлены особенно широко. Кроме того, эпиконтинентальные бассейны обладают некоторыми особенностями строения, которые открывают новые возможности для упрощения процедуры построения глобальной кривой. Дело в том, что проградационные комплексы таких бассейнов, в отличие от бассейнов пассивных окраин континентов, подстилаются и кроются мелководными толщами. Для эпиконтинентальных бассейнов, особенно таких крупных как, например, Западно-Сибирский мегабассейн, характерна более сложная внутренняя структура. Они состоят из нескольких суббассейнов. Эта особенность их строения позволяет, анализируя непосредственно сейсмические разрезы, построить для каждого суббассейна собственную кривую относительных изменений уровня моря, а для бассейна в целом еще и кривую погружения дна под действием эпейрогенических движений. В этом случае сложные операции по статистической обработке кривых относительных изменений уровня моря для исключения влияния эпейрогенической составляющей движений становятся излишними. Однако необходимо подчеркнуть, что отобранные для анализа сейсмические разрезы должны соответствовать следующим условиям: а) быть непрерывными и пересекать, как минимум, два суббассейна; б) на них должна хорошо прочитываться структура не только клиноформенного комплекса, но и подстилающих и перекрывающих его толщ; в) разрезы должны быть обеспечены данными бурения, свидетельствующими о мелководности отложений, подстилающих клиноформенный комплекс толщи.

Пример использования методики оценки эвстатической составляющей относительного изменения уровня моря по записи "наращивания шельфа"

Рассмотрим эту методику на примере мезозойско-кайнозойского разреза Западно-Сибирского эпиконтинентального мегабассейна. В тектоническом отношении территория Западной Сибири и примыкающая к ней с севера акватория Карского моря являются частью молодой Евразийской платформы. Одними исследователями она выделяется как Западно-Сибирская мезозойско-кайнозойская плита [Кунин и др., 1995, Сурков и др., 1986], другими – как крупная структура земной коры с кайлогенным режимом развития – Карско-Западносибирский геоблок [Спижарский, 1973]. На западе её ограничивает Уральский кряж, на северо-западе – Пайхойско-Новоземельский, на северо-востоке – Таймырский, на востоке – Енисейский, а с юга – Казахстанский щит. В разрезе осадочного чехла Карско-Западносибирского геоблока выделяются:

а) складчатый девонско-нижнепермский комплекс, распространенный в пределах Казахстанского композитного континента;

б) доплитный комплекс, в котором обособляются развитые на востоке нижнепалеозойский и девонско-нижнепермский структурные этажи и распространенный повсеместно верхнепермско-триасовый;

в) плитный юрско-кайнозойский комплекс (рис.5.29, цв. вкладка) [Кунин и др., 1995].

В основании осадочного чехла Карско-Западносибирского геоблока, в его юго-западной части (Среднеобский сегмент) залегают структуры Уральского коллизионного орогена и Казахстанского палеозойского композитного континента, а в северо-восточной части (Карско-Енисейский сегмент) – структуры аккреционного, байкальско-герцинского полициклического орогена.

Плитный комплекс Карско-Западносибирского геоблока в литодинамическом отношении сложен образованиями эпиконтинентального мегабассейна, имевшего связь с Арктическим и Тетическим океаническими бассейнами (рис.5.30, цв. вкладка). Внутри этого мегабассейна выделяются два бассейна: Карско-Хатангский и Обь-Иртышский, плитный комплекс первого начинают отложения нижней юры, а второго – средней юры.

Юрско-меловая часть разреза Карско-Хатангского и Обь-Иртышского бассейнов хорошо изучена сейсморазведкой МОГТ и глубоким бурением. Здесь отработана густая сеть региональных профилей, предназначенных специально для решения сейсмостратиграфических задач [Кунин, 1988]. Наличие этой сети позволяет выполнить не только детальное расчленение разреза, выделив в нем парахронолиты ранга квазисинхронных сейсмокомплексов и подкомплексов, но и надежно закартировать области их распространения (см. рис. 5.30, цв. вкладка).

В разрезе плитного комплекса Западно-Сибирского эпиконтинентального мегабассейна по особенностям строения контрастно выделяется верхнеюрско-неокомский проградационный квазисинхронный сейсмокомплекс (см. рис. 5.29, цв. вкладка). Он состоит из двух подкомплексов: а) нижнего – депрессионного и б) верхнего – клиноформенного. Внутри верхнего подкомплекса можно обнаружить более десятка "вейлитов" первого и второго типов с четко выраженными клино-, ундо- и фондоформенными участками. Высокая степень буровой изученности подкомплекса позволяет надежно стратифицировать прослеживаемые в нем опорные сейсмические горизонты и протяженные сейсмические границы, которые коррелируются с границами "вейлитов", трактов осадочных систем и парасиквенций.

Разрез верхнеюрско-неокомского проградационного комплекса, а также подстилающей и кроющей его толщ достаточно полный и слабо нарушен постседиментационными тектоническими деформациями. Имеются достоверные буровые данные, согласно которым подстилающая и кроющая проградационный подкомплекс толщи накапливались в мелководных морских бассейнах, где уровень моря не превышал отметок первых десятков метров. Это дает возможность выравнивать полученные сейсмические разрезы по горизонтам как подстилающей, так и перекрывающей толщ, что не-

http://jurassic.ru/

обходимо для определения величины тектонических прогибаний до и после накопления неокомских отложений и определения глубины неокомского бассейна в разные этапы его развития.

Для иллюстрации процедуры построения кривой эвстатических колебаний уровня моря нами был взят региональный разрез, пересекающий Обь-Иртышский бассейн Западносибирского мегабассейна. Этот профиль был выбран исходя из следующих соображений. Во-первых, он очень хорошо изучен бурением. Вдоль него пробурено более десятка глубоких скважин, вскрывших разрез юрско-меловых отложений на полную мощность, что обеспечивает надежную стратификацию сейсмических границ. Во-вторых, он пересекает пассивно заполняющийся Приуральский суббассейн с западным источником сноса и активно заполняющийся Среднеобско-Надым-Пурский суббассейн с восточным источником сноса.

Оценка роли и величины эвстатической составляющей изменения уровня моря при формировании верхнеюрско-неокомского комплекса Обь-Иртышского бассейна выполнялась в следующей последовательности. В начале региональный профиль был выровнен по опорному отражающему горизонту "Т", залегающему в кровле среднеюрского комплекса, представленного мелководными терригенными отложениями. Такая процедура позволяет исключить влияние доседиментационных деформаций и получить реконструированный профильный разрез, на котором соотношение поверхностей напластования определяется исключительно характером изменений аккомодационного пространства бассейна, и наглядно представить общую схему формирования верхнеюрско-раннемелового бассейна и его эволюцию во времени. Как видно из рисунка 5.30 (цв. вкладка), в Обь-Иртышском бассейне область активного прогибания в начале (поздняя юра - неоком) располагалась на его восточном борту, потом (баррем-апт) она переместилась на запад. В раннем мелу (апт-альб) прогибание было равномерным. В позднеюрско-неокомской истории развития бассейна выделяются два этапа: позднеюрско-бериасский этап "голодного" осадконакопления, который привел к заложению постепенно углубляющейся, некомпенсированной топодепрессии, и валанжин-баремский этап профицитного осадконакопления, с которым связано заполнение этой топодепрессии и выравнивание рельефа поверхности седиментации. Редуцированный вариант профиля более удобен для сиквенс-стратиграфической интерпретации разреза, его расчленения на слоевые ассоциации, системные связи которых определяются колебаниями уровня моря, – "вейлиты" и их системные тракты.

Далее была построена хроностратиграфическая схема с выделением этапов относительных падений и подъёмов уровня моря (рис.5.31, цв. вкладка) и составлена качественная кривая по подошвенному налеганию (рис.5.32, цв. вкладка). В связи с тем, что на разрезах отсутствует запись слоистости в области наращивания берега, эти кривые строились по записи слоистости в области бровки шельфа.

Следующий этап анализа предусматривает построение количественной кривой эвстатических колебаний уровня моря Обь-Иртышского бассейна и семейства необходимых для этого вспомогательных кривых: а) кривой относительных изменений уровня моря, б) кривой изменения глубин, в) кривой изменения величины аккомодационного пространства. Для этих целей проводится процедура последовательного (сверху вниз) выравнивания разреза по каждому сейсмическому горизонту с учетом величины эрозионного среза для отдельных интервалов времени (эти интервалы вычитываются из рисунка сейсмической записи на временном или глубинном разрезе) (см. рис.5.32, цв. вкладка, 5.33-5.34). Этот прием позволяет учесть постседиментационные дифференцированные (локальные) тектонические движения в бассейне и исключить их влияние на изменение аккомодационного пространства.

Выровненный региональный разрез через Обь-Иртышский бассейн (см. рис.5.34) используется для построения семейства вспомогательных кривых. При этом кривые (а) и (в) строятся отдельно для Приуральского и Среднеобско-Надым-Пурского суббассейнов (см. рис.5.34). После этого можно приступать к оценке региональной эвстатической составляющей относительного изменения уровня моря Западно-Сибирского бассейна. Для этого строится двухмерная модель изменения величины аккомодационного пространства Обь-Иртышского бассейна (см. рис. 5.34в). Эта модель представляет собой составленный в единой системе координат, график скорости изменения аккомодационного пространства западного, пассивного (1) и восточного (2), активно погружающегося, шельфов Обь-Иртышского бассейна (рис.5.34в). Разница между одномоментными характерными точками "а" на кривой (1) и (2) является мерой погружения дна бассейна за счет эпейрогенической составляющей движений регионального масштаба, а остаток – величиной изменения объёма аккомодационного пространства в бассейне за счет подъёма уровня моря и изостатического погружения дна под весом осадков. Величина изостатического погружения (Н) является производной от значения глубинной отметки точки (а) на кривой (1). Она рассчитывается по формуле:

$$H = a\frac{\sigma_м - \sigma_о}{\sigma_м - \sigma_в},$$

где а – значение относительной глубины характерной точки, $\sigma_м$ – плотность мантии, $\sigma_о$ – плотность осадков, $\sigma_в$ – плотность воды.

Разница между величиной характерной точки (а) и расчётной величиной (Н) позволяет определить координаты точек (э) и построить по ним кривую колебаний

http://jurassic.ru/

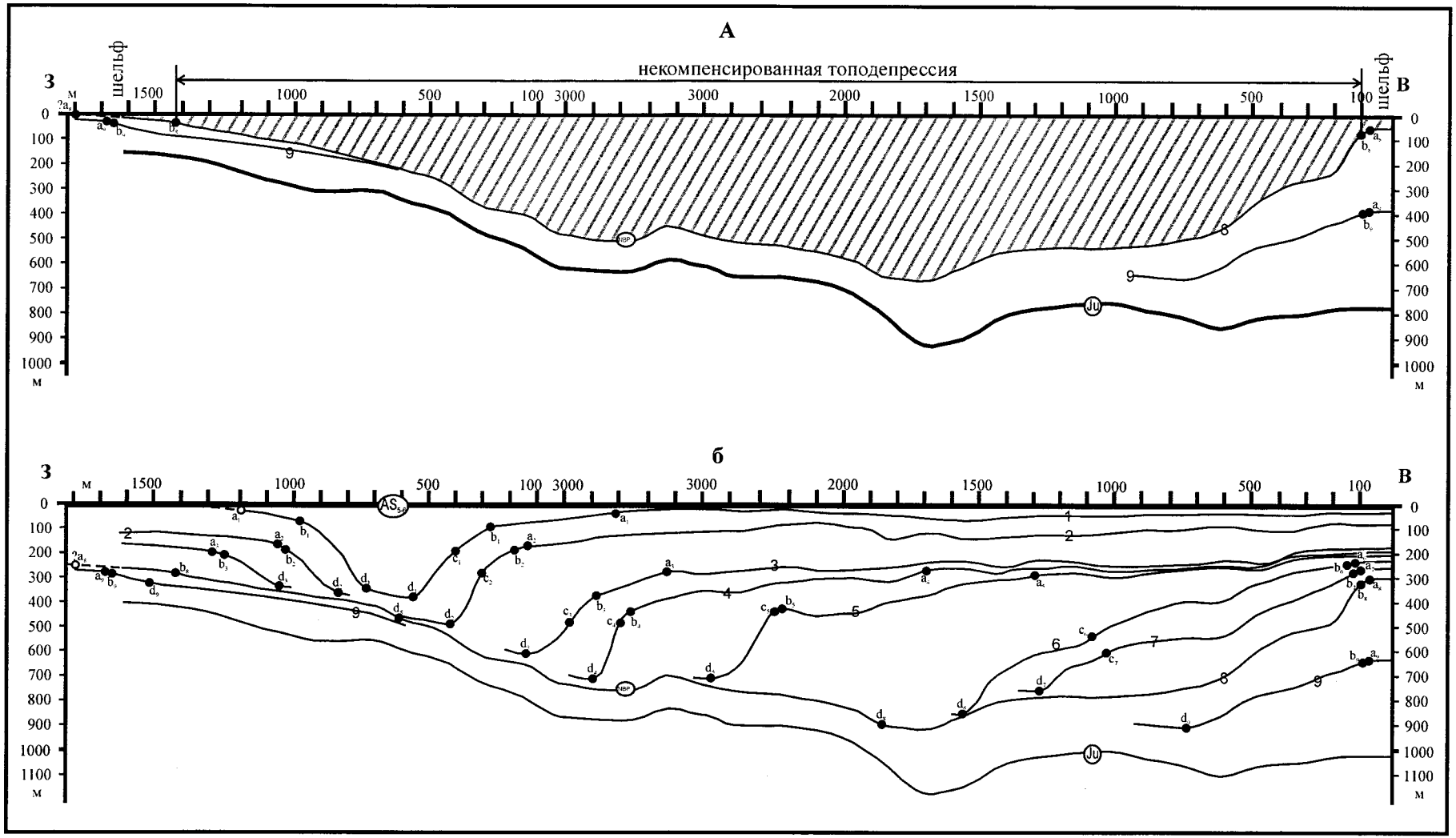


Рис. 5.33. Реконструкция Обь-Иртышского верхнеюрско-неокомского бассейна

а – реконструкция на момент завершения формирования некомпенсированной топодепрессии – заштриховано (берриасское время). Разрез выровнен по положению опорного отражающего горизонта "8" на шельфе Приуральского и Среднеобско-Надым-Пурского суббассейнов;

б – реконструкция этапа заполнения некомпенсированной топодепрессии (конец берриасского времени). Разрез выровнен по опорному горизонту "AS_{5-6}" – подошве апт-сеноманского сейсмокомплекса, сложенного мелководными терригенными отложениями

http://jurassic.ru/

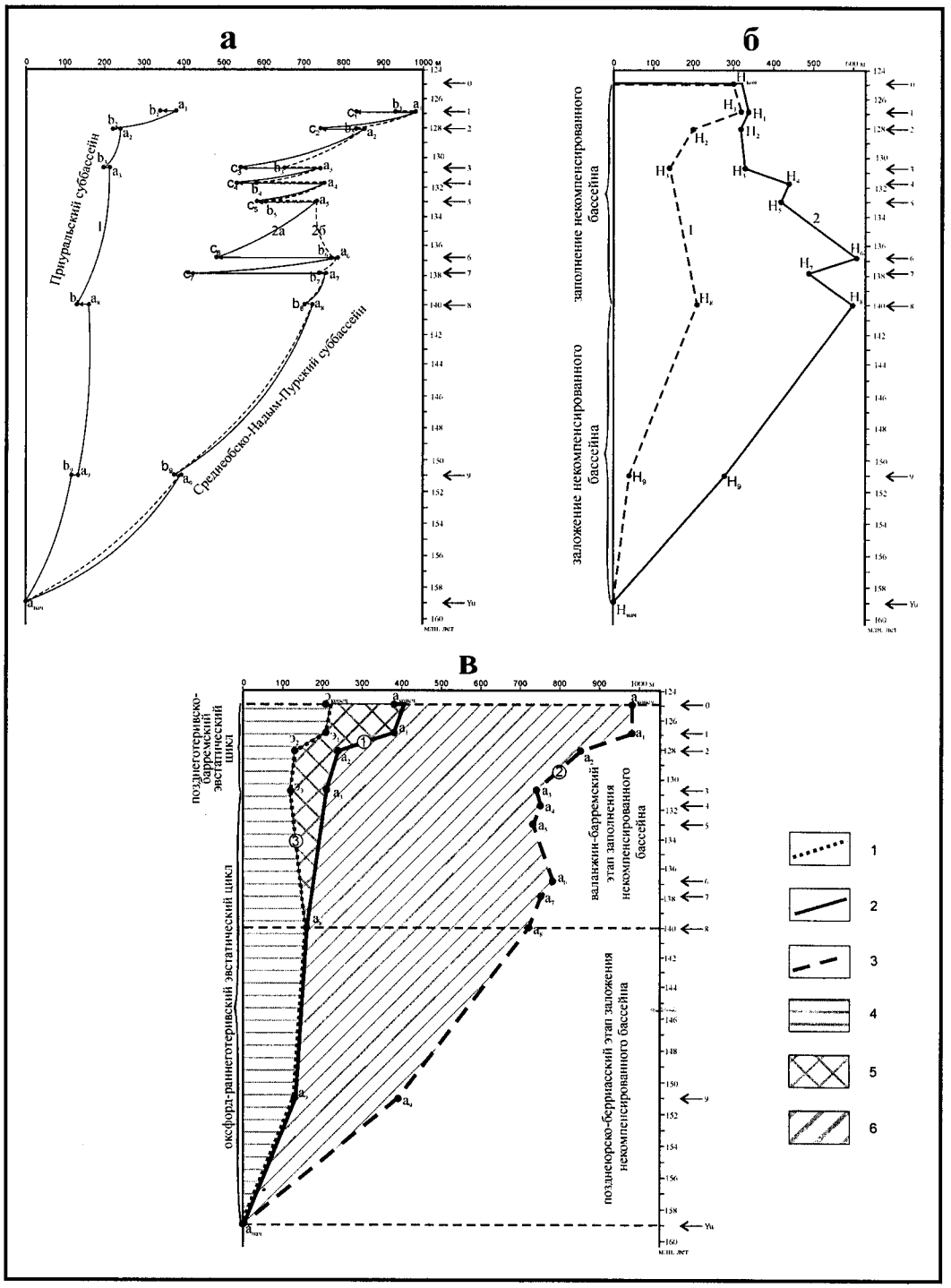


Рис. 5.34 Кривые относительного изменения уровня моря по выровненному профилю для осадочного бассейна по двум берегам

а – кривые относительных колебаний уровня моря: 1 – Приуральский суббассейн, 2 – Среднеобско-Надым-Пурский суббассейн: 2а – максимально возможные амплитуды колебаний уровня моря (построены по характерным точкам c_1, c_2,..), 2б – минимально возможные амплитуды колебаний уровня моря (построены по характерным точкам b_1,b_2,..);

б – кривые изменения глубин Обь-Иртышского бассейна верхнеюрско-неокомского времени: 1 – Приуральский суббассейн, 2 – Среднеобско-Надым-Пурский суббассейн;

в – двухмерная модель изменения аккомодационного пространства Обь-Иртышского бассейна

1 – кривая эвстатических колебаний уровня моря Обь-Иртышского бассейна; 2-3 – кривые изменения аккомодационного пространства: 2 – для Приуральского суббассейна, 3 – для Среднеобско-Надым-Пурского суббассейна; 4-6 – изменение аккомодационного пространства за счет: 4 – эвстатических колебаний уровня моря, 5 – изостатического погружения дна бассейна, 6 – погружения дна бассейна под воздействием эпейрогенических движений регионального масштаба

http://jurassic.ru/

уровня моря (кривая 3 на рис 5.34в). Как видно из анализа этой кривой, в пределах Обь-Иртышского бассейна четко выделяются два эвстатических цикла: оксфорд-раннеготеривский и позднеготеривско-барремский, в течение которых уровень моря поднялся на 200м. Следует подчеркнуть, что абсолютные значения величины эвстатического подъёма уровня моря характеризуют величину эвстатических колебаний уровня Мирового океана и величину эпейрогенических движений глобального масштаба. Это тот базовый документ, который позволяет построить глобальную кривую общих колебаний уровня мирового океана. Однако для этого необходимо иметь данные по большой совокупности бассейнов континентов.

Описанная методика построения кривых эвстатических колебаний уровня моря может быть применима и при построении кривых колебания базиса эрозии бассейнов для глубоководных внутриконтинентальных бассейнов типа Каспийского моря или замкнутых внутриконтинентальных бассейнов типа озера Байкал. Эти данные представляют особый интерес для сопоставления строения континентальных аллювиальных толщ прибрежной равнины с одновозрастными морскими осадками, с одной стороны, и речными и озерными фациями с другой, а также для выяснения природы и происхождения различных типов эоловой стратификации. Смена положения базиса эрозии находит прямое отражение в строении речных долин и озерных водоемов и заполняющих их осадочных толщ. При низком положении базиса эрозии активизируются денудационные процессы, расширяется площадь сбора обломочного материала, и в бассейне накапливаются преимущественно грубообломочные отложения. При повышении уровня базиса эрозии изменяется динамика транспортных потоков, седиментационная обстановка стабилизируется, накапливается более тонкий материал, который захоронает или сглаживает следы размыва и эрозии. Рассмотренные примеры говорят о широкой возможности применения сиквентного анализа для осадочных бассейнов не только пассивных и активных океанических окраин, но и континентальных осадочных бассейнов.

5.3.4. Заключение

Сиквенс-стратиграфические исследования стимулировали интерес к изучению циклически построенных слоевых ассоциаций и, в первую очередь к тем из них, формирование которых связано с циклическими колебаниям уровня моря, - вейлитам. Благодаря развитию и успехам сиквенс-стратиграфии, появилась возможность:

– раздельно оценить величину и амплитуду эвстатических падений и подъёмов уровня моря и тектонических погружений дна бассейна регионального масштаба и учесть их влияние на ход осадочного процесса;

– составить реальное представление о соотношении областей компенсированного, некомпенсированного и перекомпенсированного прогибания на континентах;

– изменить представления о природе фиксируемых в разрезах эпиконтинентальных бассейнов погребенных высокоамплитудных контрастных форм эрозионного рельефа;

– оценить значимость и масштаб изменений обстановок осадконакопления, которые происходят в краевых и центральных зонах осадочных бассейнов континентов.

Накопленные в ходе сиквенс-стратиграфических исследований данные свидетельствуют о необходимости пересмотра широкого класса моделей седиментации и их корректировки, с учётом специфики хода седиментационных процессов во время геократических и талассократических эпох. В первую очередь это касается моделей седиментации в эпиконтинентальных бассейнах шельфовых морей пассивных окраин континентов и в глубоководных внутриконтинентальных бассейнах, в которых на отдельных стадиях геократических эпох их развития амплитуды колебания уровня моря могут составлять несколько сотен и даже тысяч метров.

В эпиконтинентальных бассейнах шельфовых морей пассивных окраин континентов характер седиментации при смене геократической эпохи талассократической коренным образом изменяется (рис. 5.35). Во-первых, подъема уровня моря приводит к углублению области шельфа и значительному её расширению за счет сокращения площади прилегающей аллювиально-аккумулятивной равнины и прибрежной зоны. В связи с углублением шельфа, он из области транзита осадков преобразуется в область их накопления. Во-вторых, затопление континентов, связанноё с подъёмом уровня моря, приводит к значительному сокращению площади области размыва (до 60% при максимуме подъёма, см. рис.5.28, цв. вкладка) и к пропорциональному уменьшению объёма обломочного материала, поступающего в осадочный бассейн. В результате в системе бассейнов пассивной континентальной окраины (континентальный бассейн аллювиальной аккумулятивной равнины и прибрежной зоны – мелководный шельфовый бассейн – бассейн пелагического осадконакопления террасы континентального склона (бордерленда) – бассейн абиссального осадконакопления подножья континентального склона) происходит резкая смена условий седиментации, которая сопровождается перемещением депоцентров осадконакопления и фациальных зон. Так, область верхнего, дельтового уровня лавинной седиментации перемещается с бровки шельфового уступа в сторону континента, формируя новую шельфовую террасу и аккумулятивный шельфовый уступ, который служит границей области компенсированного осадконакопления (внешний шельф) и некомпенсированного осадконакопления (внутренний шельф). При этом глубины моря на внутреннем шельфе к концу талассократической эпохи в связи с недокомпенсацией тектонического погружения (при скорости тектонического погружения 100м/млн лет, типичной для структур

http://jurassic.ru/

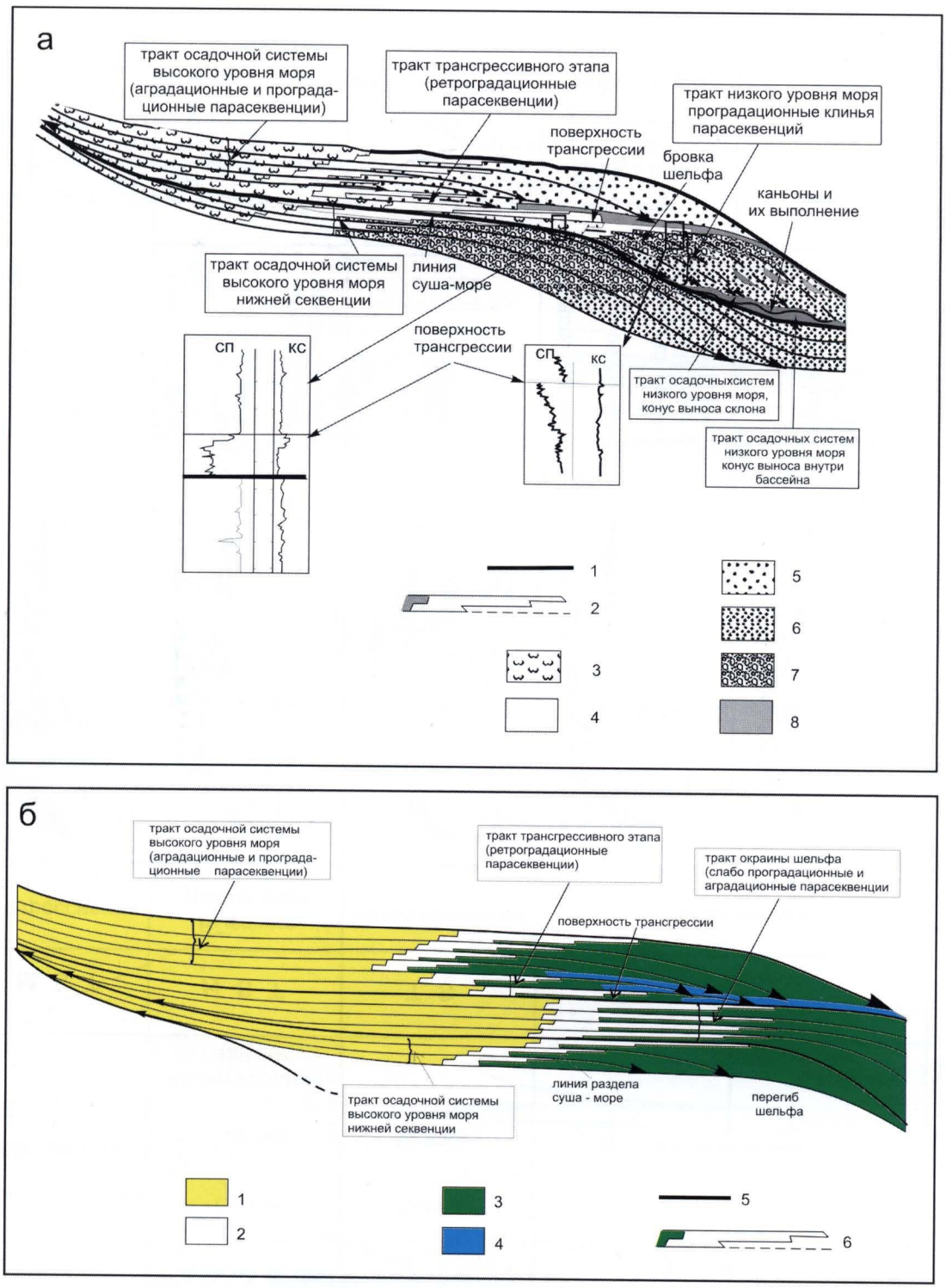


Рис.5.20. Принципиальный разрез сиквенций Вейла ("вейлита") с показом парасиквенций и распределения трактов осадочных систем и их основных границ

а – сиквенции первого типа, на врезках показаны примеры каротажных кривых СП и КС, которые регистрируют поверхности трансгрессий, выраженные резкими изменениями фаций по разрезу:

1 – граница сиквенций 1-го типа; 2 – границы парасиквенций; 3 – песчаники водных потоков и\или эстуариев в пределах врезанных долин; 4 – песчаники и алевролиты прибрежной равнины; 5 – мелководные песчаники; 6 – песчаники и алевролиты прибрежной равнины; 7 – подводные конусы выноса и песчаники каналов и русел; 8 – отложения конденсированного разреза

б – сиквенции второго типа:

1 – песчаники и алевролиты прибрежной равнины; 2 – мелководные песчаники; 3 – алевролиты и глины склоновых потоков; 4 – отложения конденсированного разреза; 5 – граница сиквенций 2-го типа; 6 – границы парасиквенций

http://jurassic.ru/

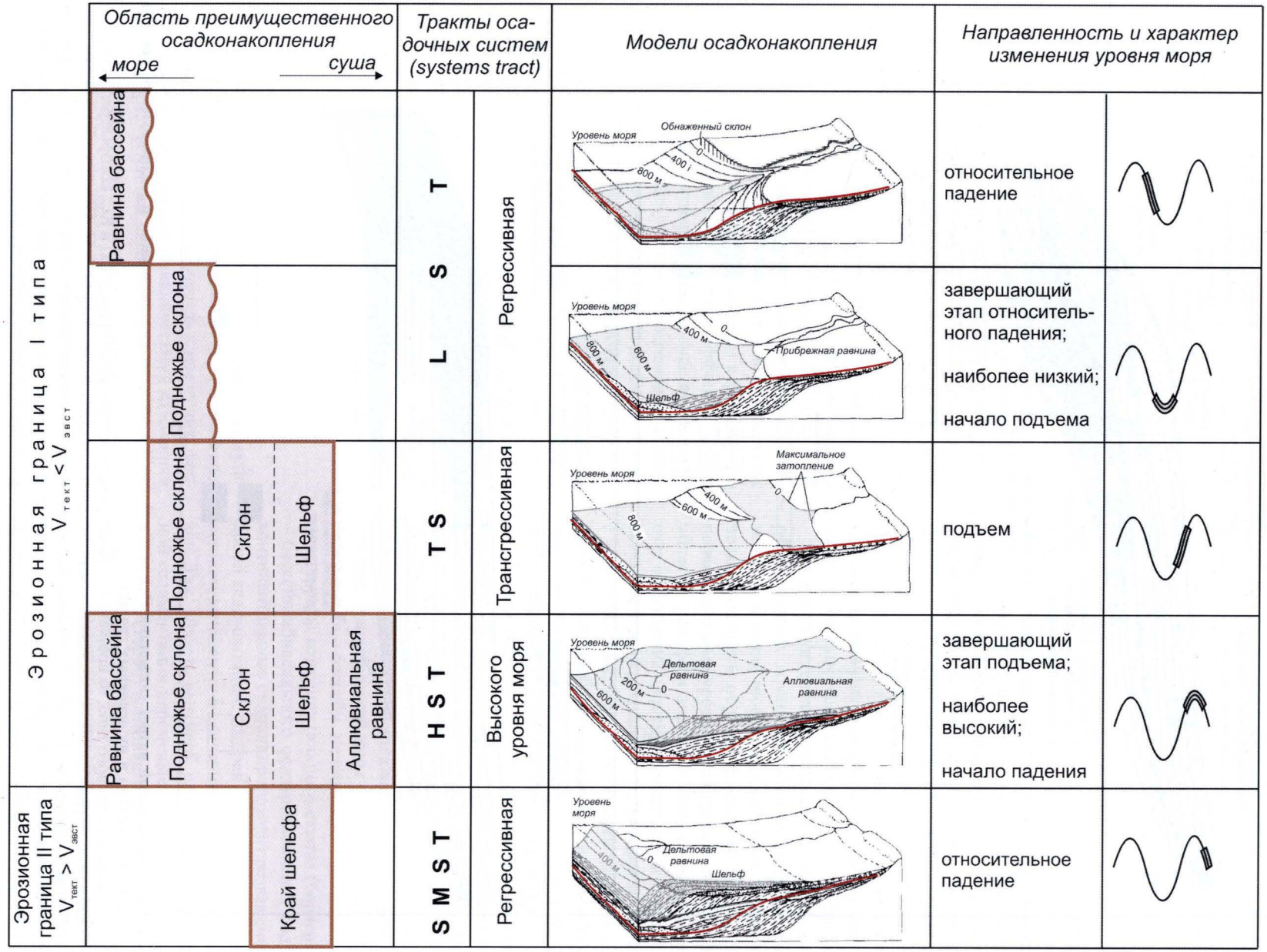


Рис.5.21. Диаграмма основных моделей осадконакопления на разных этапах формирования "вейлита"

http://jurassic.ru/

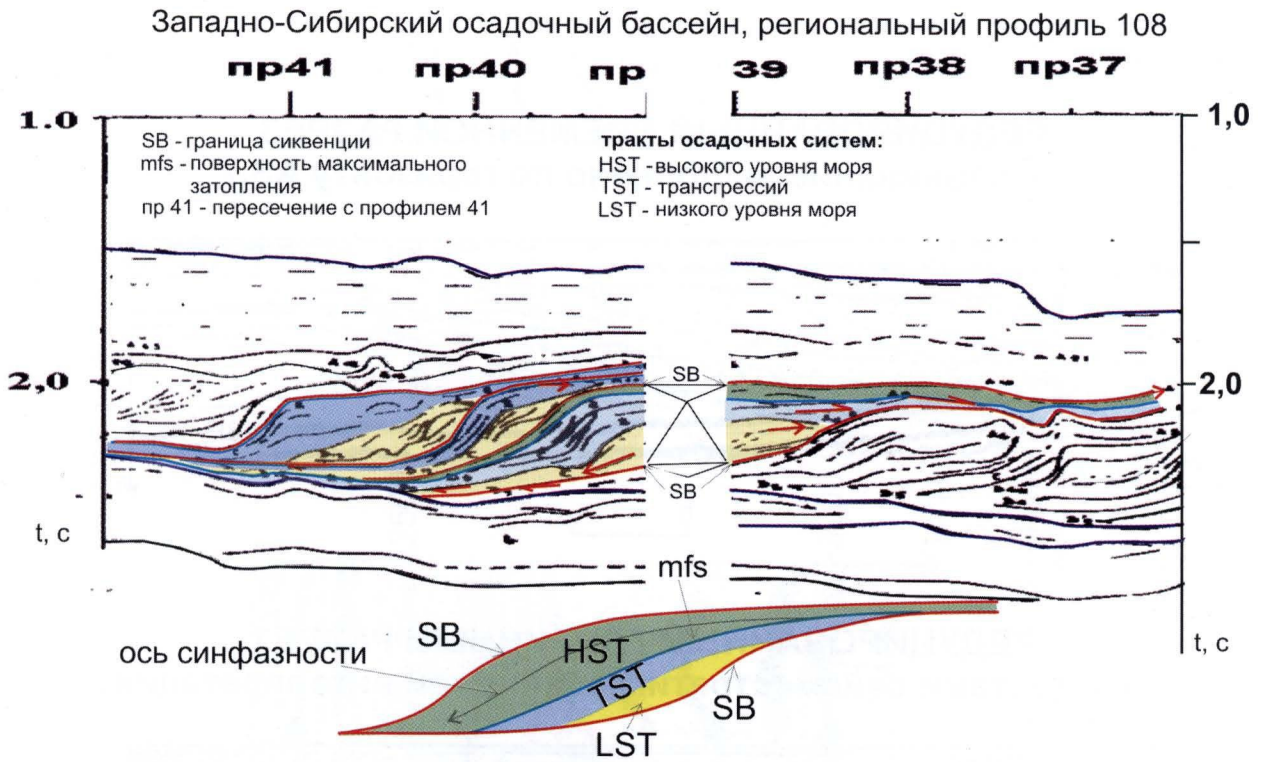


Рис. 5.23. Пример выделения "вейлитов" и их составных частей на сейсмическом разрезе через Западно-Сибирский мегабассейн

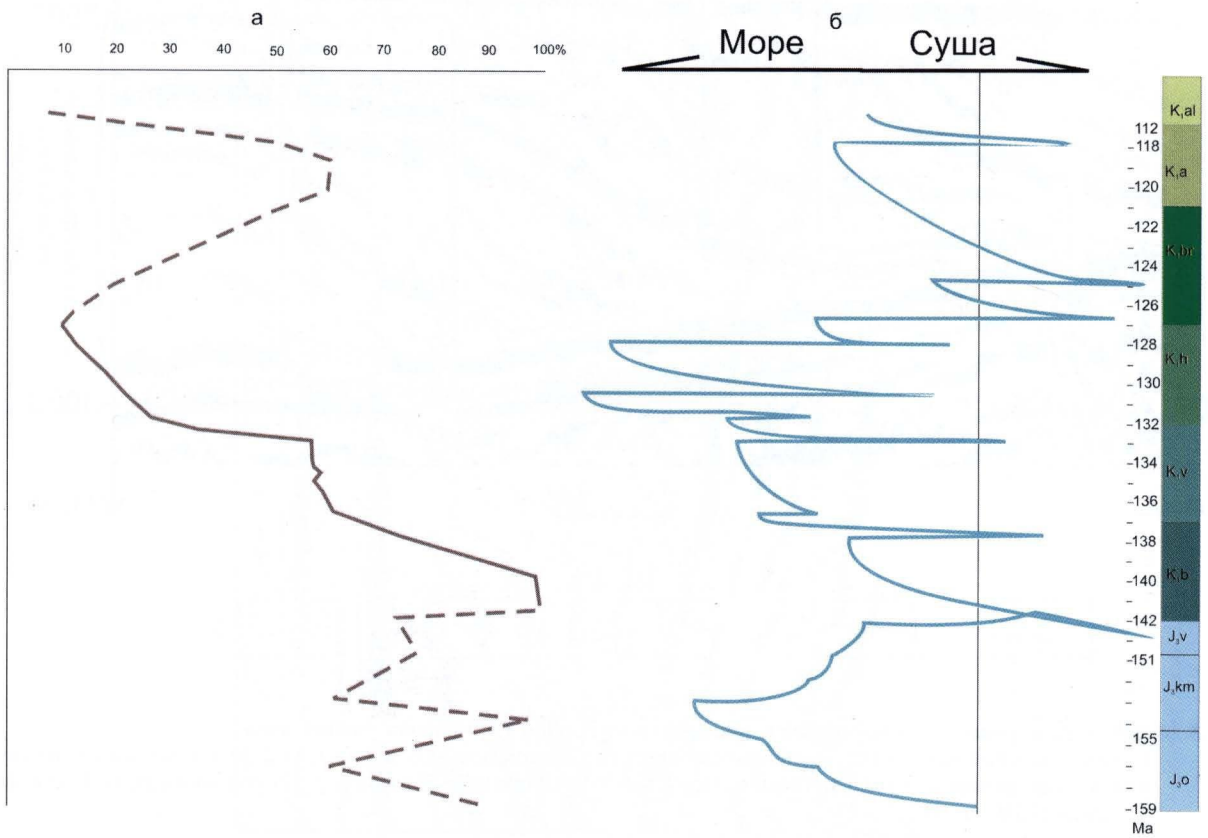


Рис.5.32. Кривые относительных изменений уровня неокомского моря в пределах Западно-Сибирского мегабассейна: а – качественная кривая по наращиванию бровки шельфа; б – качественная кривая по подошвенному налеганию

http://jurassic.ru/

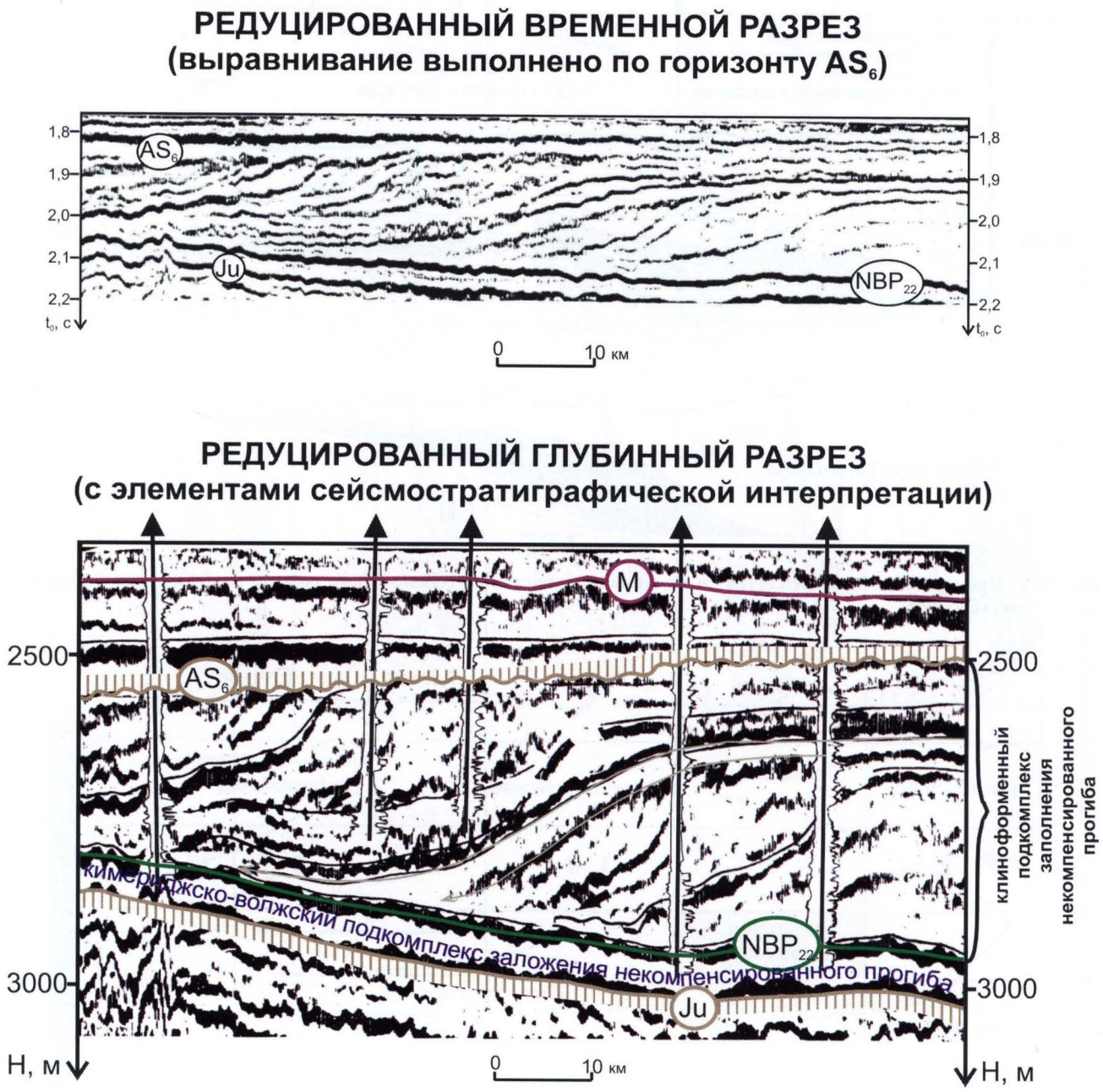


Рис.5.24. Исходные данные для построения кривой относительного изменения уровня моря

1 – границы сейсмокомплекса бокового наращивания: а – несогласные, б – согласные; 2 – граница подкомплекса заложения и заполнения некомпенсированного прогиба; 3 – опорные сейсмические горизонты и их индексы; 4 – скважины; 5 – кривые ГИС: а – ПС, б – КС

http://jurassic.ru/

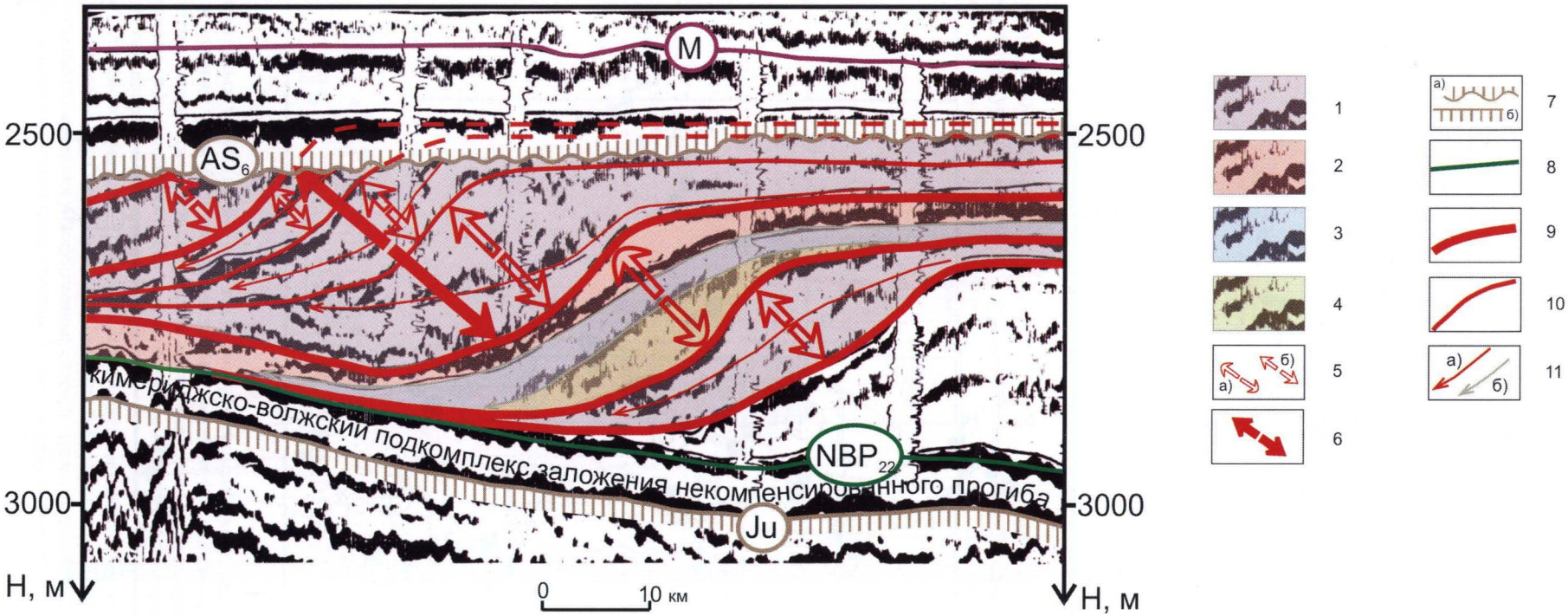


Рис.5.25. Сиквенс-стратиграфическая интерпретация сейсмического разреза. Подготовительная процедура для построения кривой относительного изменения уровня моря и определения эвстатической и тектонической составляющих его колебаний. На том этапе выделяются тракты, парасиквенции, их границы и определяются вейлиты.

1-4 – тракты элементарных осадочных систем "вейлитов" и парасиквенций: 1 – края шельфа, 2 – высокого уровня моря, 3 – трансгрессии, 4 – низкого уровня моря; 5-6 –элементарные осадочные системы ("вейлиты"): 5 – "вейлиты" (а – 1-ого типа, б – 2-го типа), 6 – "супервейлиты"; 7 – границы сейсмокомплекса бокового наращивания: а – несогласные, б – согласные; 8 – граница подкомплекса заложения и заполнения некомпенсированного прогиба; 9 – границы элементарных осадочных систем ("вейлитов"); 10 – границы парасиквенций; 11 – границы трактов осадочных систем: а – 1-го типа, б – 2-го типа

http://jurassic.ru/

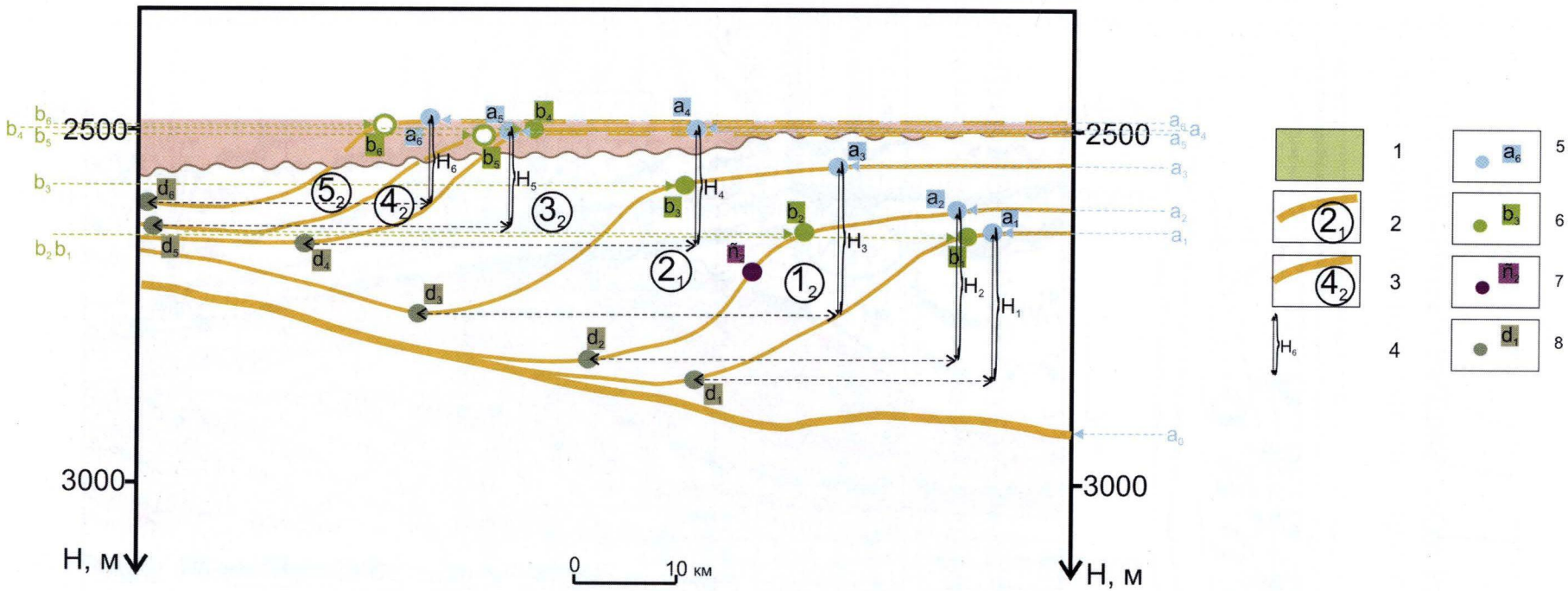


Рис.5.26. Палеотектоническая реконструкция на момент завершения формирования проградационного сейсмокомплекса. На этом этапе проводится выравнивание разреза по нижним горизонтам, определяются и ставятся на разрезе характерные точки клиноформ и определяется их пространственное положение для каждого интервала времени, определяется величина эродированной части разреза для каждого стратиграфического интервала.

1 – эродированная часть сейсмокомплекса; 2-3 – границы и порядковые номера элементарных седиментационных систем (”вейлитов”): 2–1-го типа, 3–2-го типа; 4 – глубина бассейна; 5-8 – характерные точки клиноформ: 5 – ограничивающие область параллельного залегания ундоформенных слоев, 6 – перегиба шельфа, 7 – маркирующие минимальную отметку падения уровня моря в трактах низкого стояния, 8 – начала фондоформы

http://jurassic.ru/

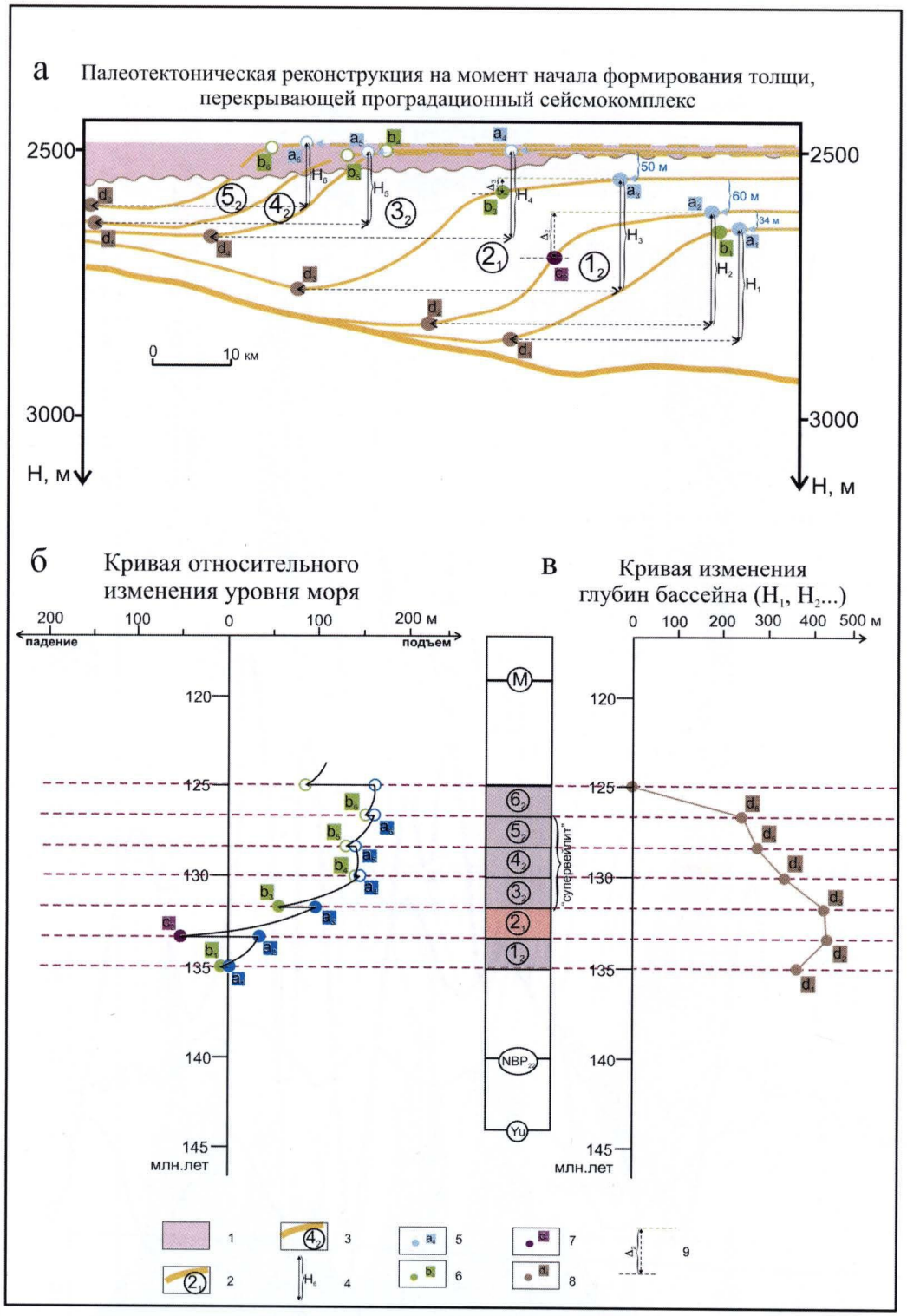


Рис.5.27. Параметры характерных точек (a_1, b_1, d_1 и т.д.), которые используются для построения кривых относительного изменения уровня моря (б) и изменения глубин бассейна (в), снимаются с профиля (а), для которого выполнена палеотектоническая реконструкция на момент начала формирования толщи, перекрывающей проградационный сейсмокомплекс. На нем положение границ сейсмостратиграфических подразделений показано с учетом поправки на величину размыва

1 – эродированная часть сейсмокомплекса; 2-3 – границы и порядковые номера элементарных седиментационных систем ("вейлитов"): 2–1-го типа, 3–2-го типа; 4 – глубина бассейна, 5-8 – характерные точки клиноформ: 5 – ограничивающая область параллельного залегания ундоформенных слоев, 6 – перегиба шельфа, 7 – маркирующая минимальную отметку падения уровня моря в трактах низкого стояния, 8 – начала фондоформы; 9 – амплитуда колебания уровня моря внутри "вейлита" (a_2-c_2)

http://jurassic.ru/

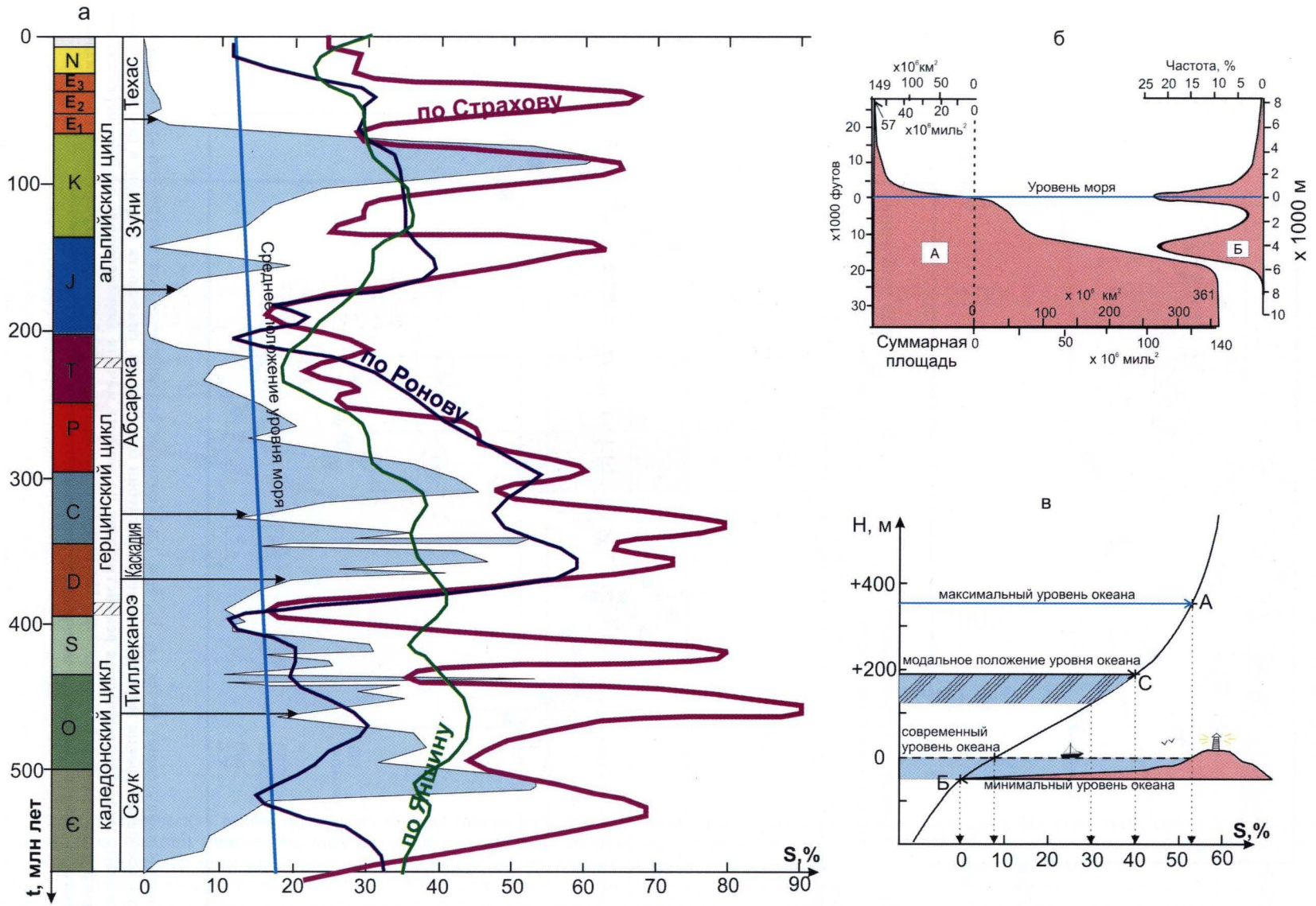


Рис.5.28. Сопоставление кривых относительного изменения уровня моря, построенных разными авторами по величине площади затопления континентов

а – графики изменения площади затопления Северо-Американского кратона [Уайз, 1978] и площади затопления континентов, составленные Н.Я.Куниным [1983] по данным Н.М.Страхова, А.В.Ронова и А.Л.Яншина;

б – куммулятивная (А) и дифференциальная (Б) кривые распределения высот рельефа поверхности Земли относительно уровня моря [Уайз, 1978];

в – график затопления площади континентов (в процентах) при различном положении уровня океана

http://jurassic.ru/

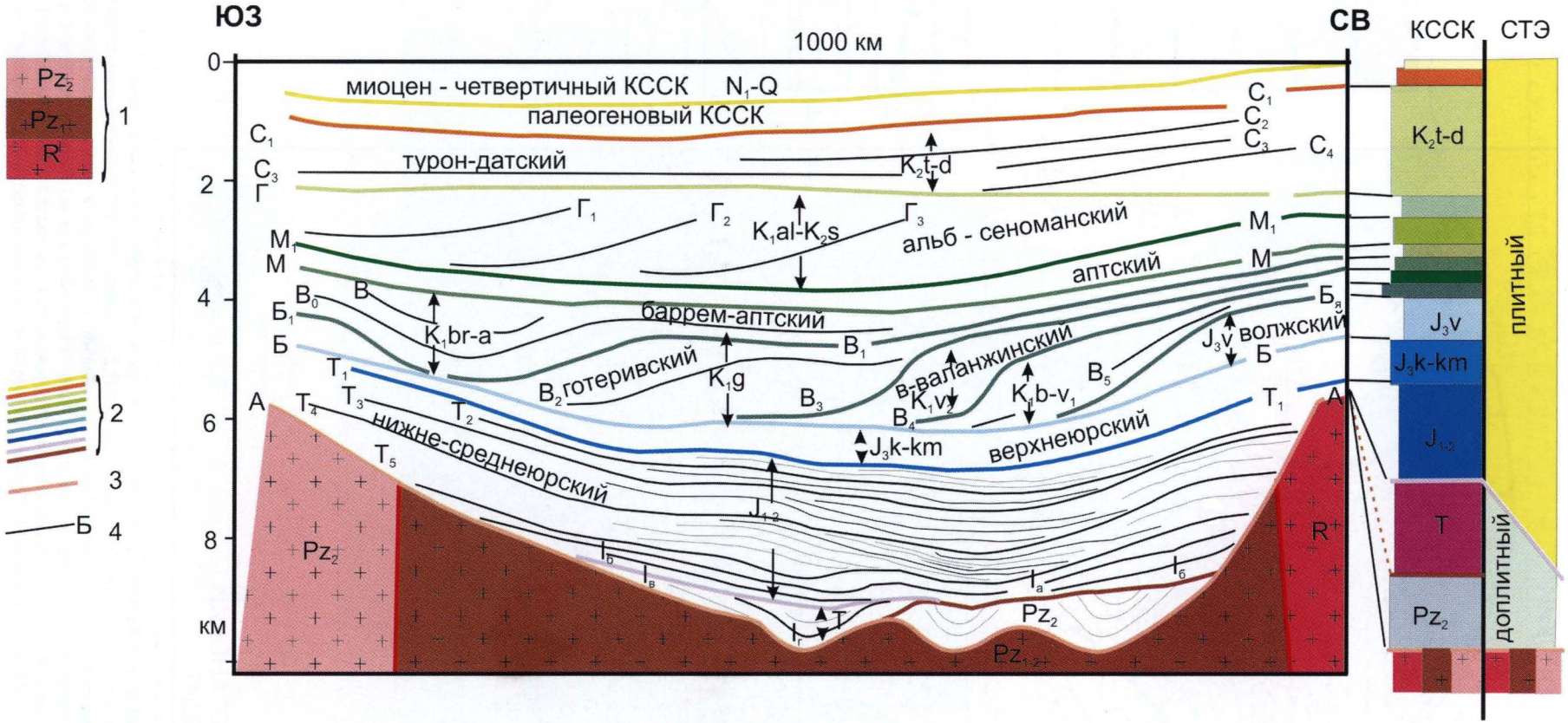


Рис.5.29. Сейсмостратиграфический разрез осадочного чехла Западной Сибири (по Н.Я.Кунину с соавторами, 1995, с изменениями)

1 – консолидированная кора разного возраста; 2 – границы квазисинхронных сейсмостратиграфических комплексов (КССК); 3 – поверхность консолидированной коры; 4 – отражающие горизонты и их индексы

http://jurassic.ru/

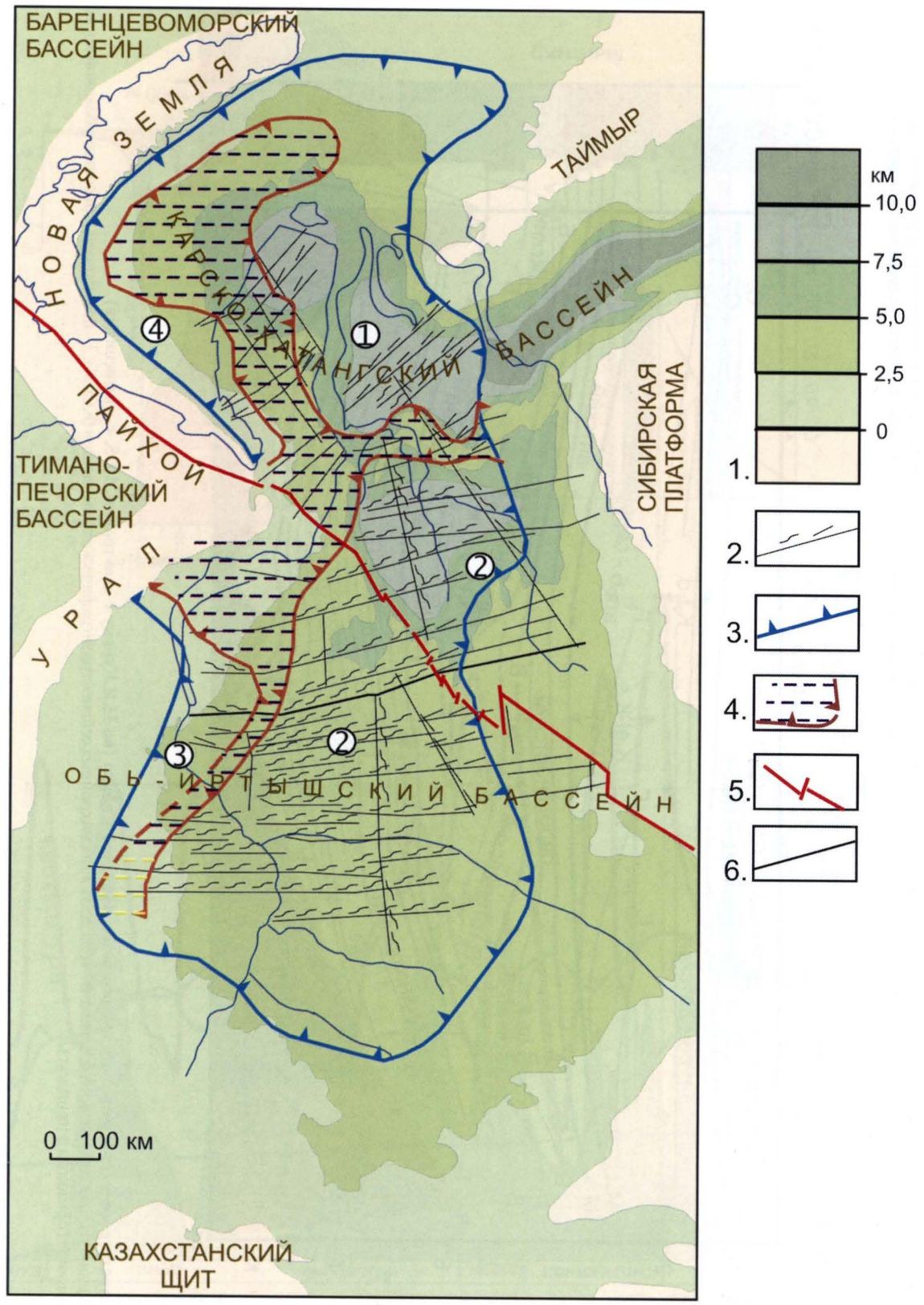


Рис.5.30. Модель строения юрско-неокомского Западно-Сибирского осадочного мегабассейна

1 – мощность осадочного чехла, в км [Бочкарев и др.,2001]; 2 – линии профилей и направление погружений неокомских клиноформ; 3 – ориентировочная граница бассейна неокомских клиноформ [Кунин и др., 1995]; 4 – остаточные каналы с депрессионными фациями; 5 – разрывные нарушения; 6 – линия профиля, использованного для построения хроностратиграфического разреза и эвстатических кривых. Цифры в кружках – осадочные суббассейны: 1 – Карско-Гыданский, 2 – Среднеобско-Надым-Пурский, 3 – Приуральский, 4 – Приновоземельско-Пайхойский

http://jurassic.ru/

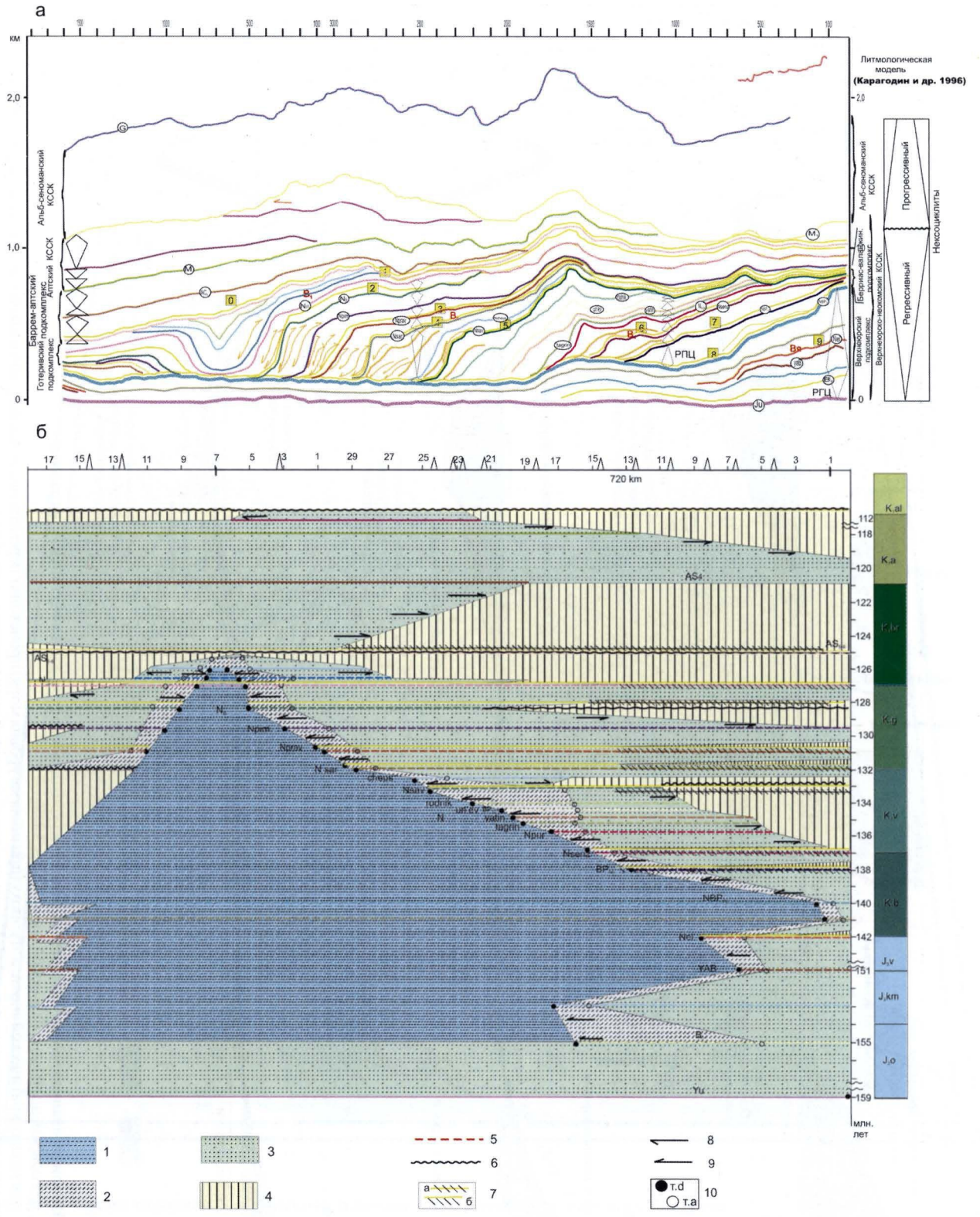


Рис.5.31 Сиквенс-стратиграфический разрез (а) с показом на нем литмологических моделей циклитов и нексоциклитов, по Ю.Н.Карогодину с соавторами [1996] и хроностратиграфическая схема (б) неокомских отложений Западно-Сибирского мегабассейна:

1 – отложения открытого моря (конденсированная часть разреза) (глины); 2 – клиноформная часть разреза; 3 – отложения относительного мелководья и прибрежной равнины; 4 – суша (осадки отсутствуют); 5 – сейсмический горизонт (линия максимального затопления) и его индекс; 6 – поверхность размыва; 7 – границы "вейлита": а – 1-го типа, б – 2-го типа; 8 – кровельное прилегание; 9 – подошвенное налегание; 10 – характерные точки клиноформ

http://jurassic.ru/

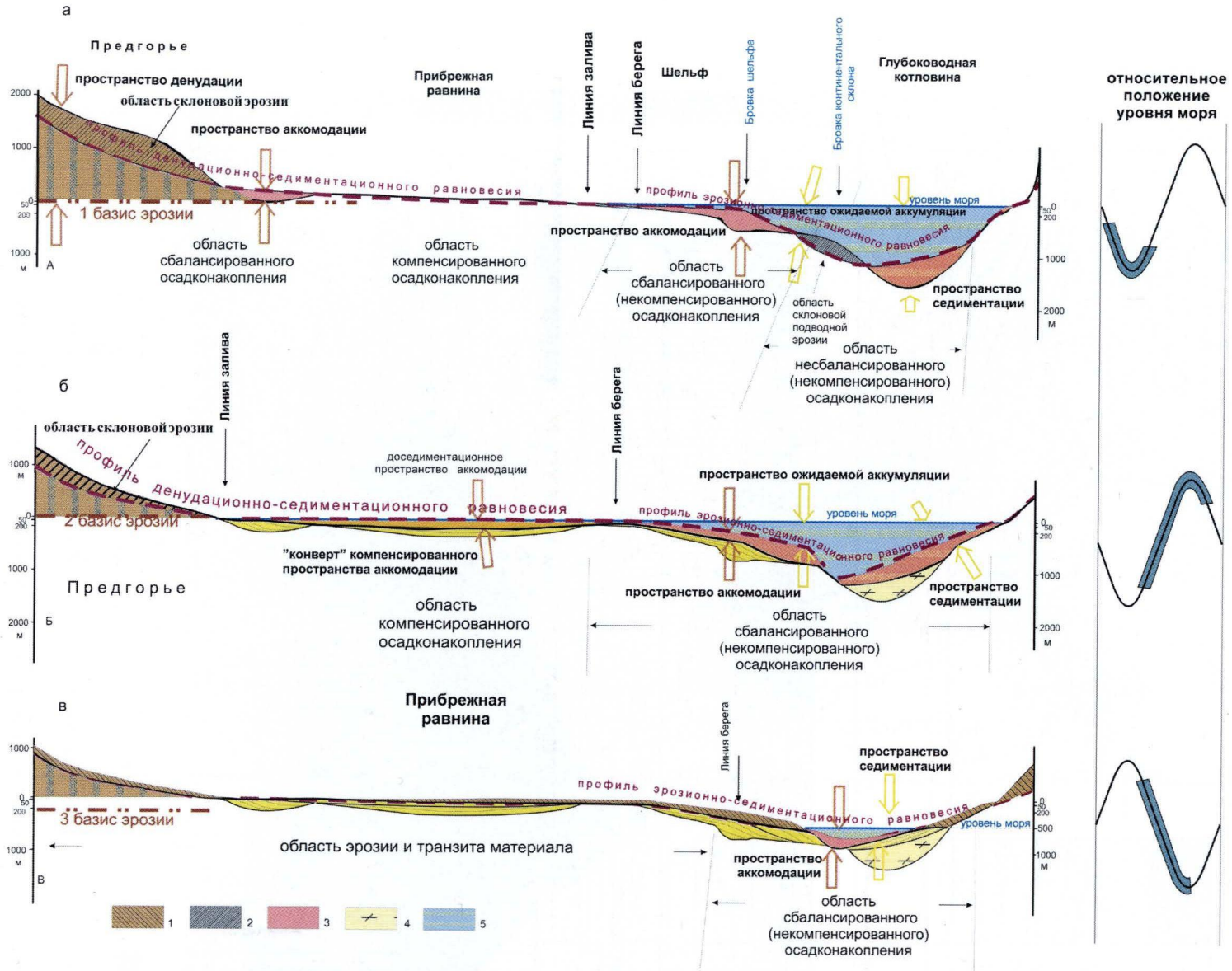


Рис.5.36. Идеализированная схема главных морфоструктурных элементов континентальной окраины:
а – для современной геократической эпохи [Уайз, 1978],
б – для талассократической эпохи; в эту эпоху (при подъеме уровня моря) происходит перемещение области гравититовой лавинной седиментации на террасу континентального склона, а области дельтовой лавинной седиментации – в прибрежную зону

http://jurassic.ru/

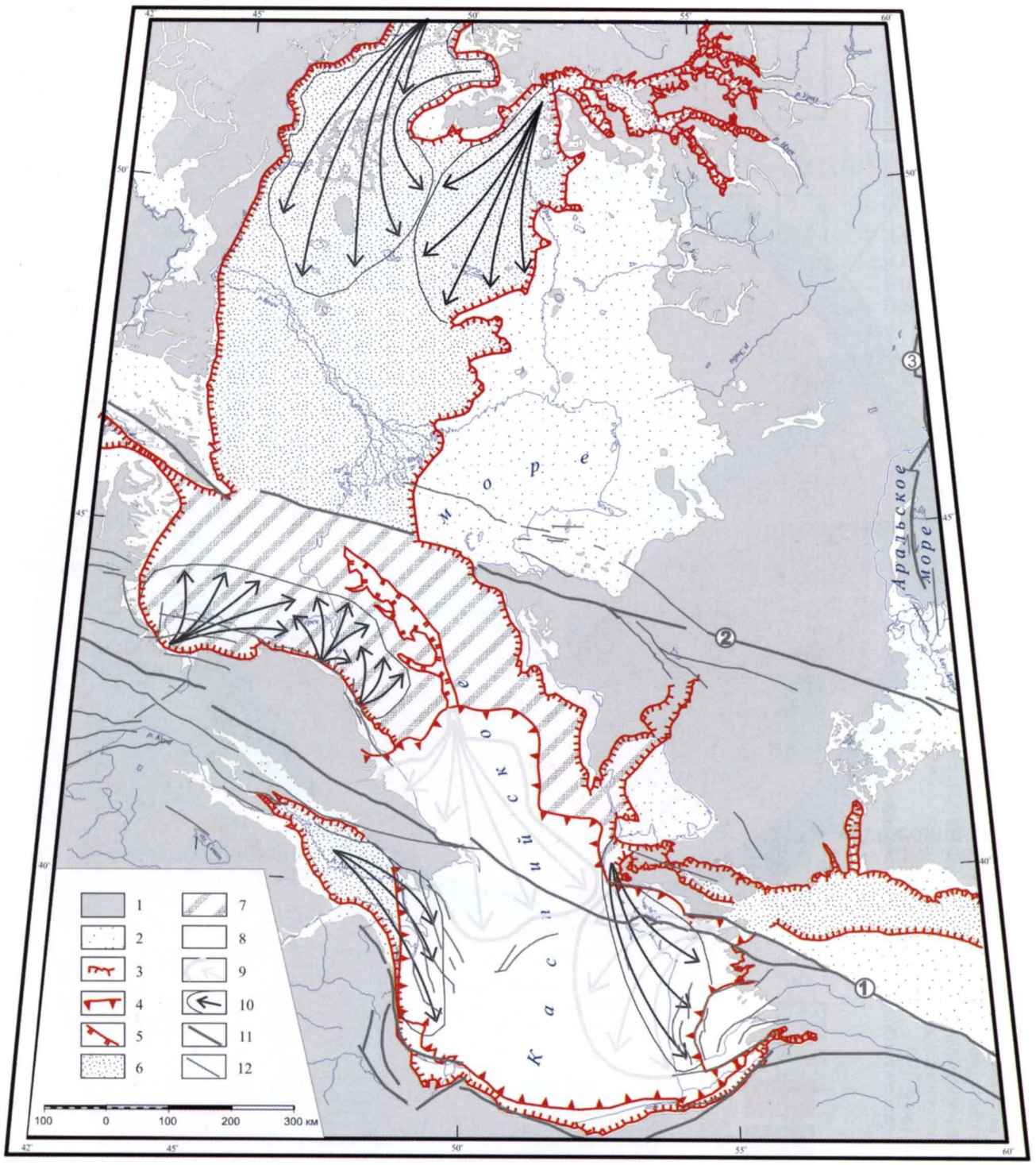


Рис. 5.37. Схема строения Каспийского плиоцен-четвертичного осадочного бассейна

1 – области отсутствия плиоцен-четвертичных отложений; 2 – области распространения четвертичных отложений; 3 – абразионный уступ плиоценового бассейна Каспия; 4 – каньоны; 5 – уступ глубоководной котловины; 6-8 - морфоструктурные элементы плиоценового бассейна Каспия: 6 – внешний шельф (в балаханское время – денудационный врез), 7 – внутренний шельф (в балаханское время – прибрежная равнина), 8 – глубоководная котловина (в балаханское время – мелководное озеро); 9-10 – области распространения отложений конусов выноса (дельтовые и подводные), стрелки показывают направление перемещения осадка: 9 – плиоценового возраста, 10 – акчагыльского возраста. 11-12 – разломы: 11 – региональные (цифры в кружках: 1 – Кавказско-Копетдагский, 2 – Донбасс-Зеравшанский, 3 – Урало-Гererутский), 12 – прочие

http://jurassic.ru/

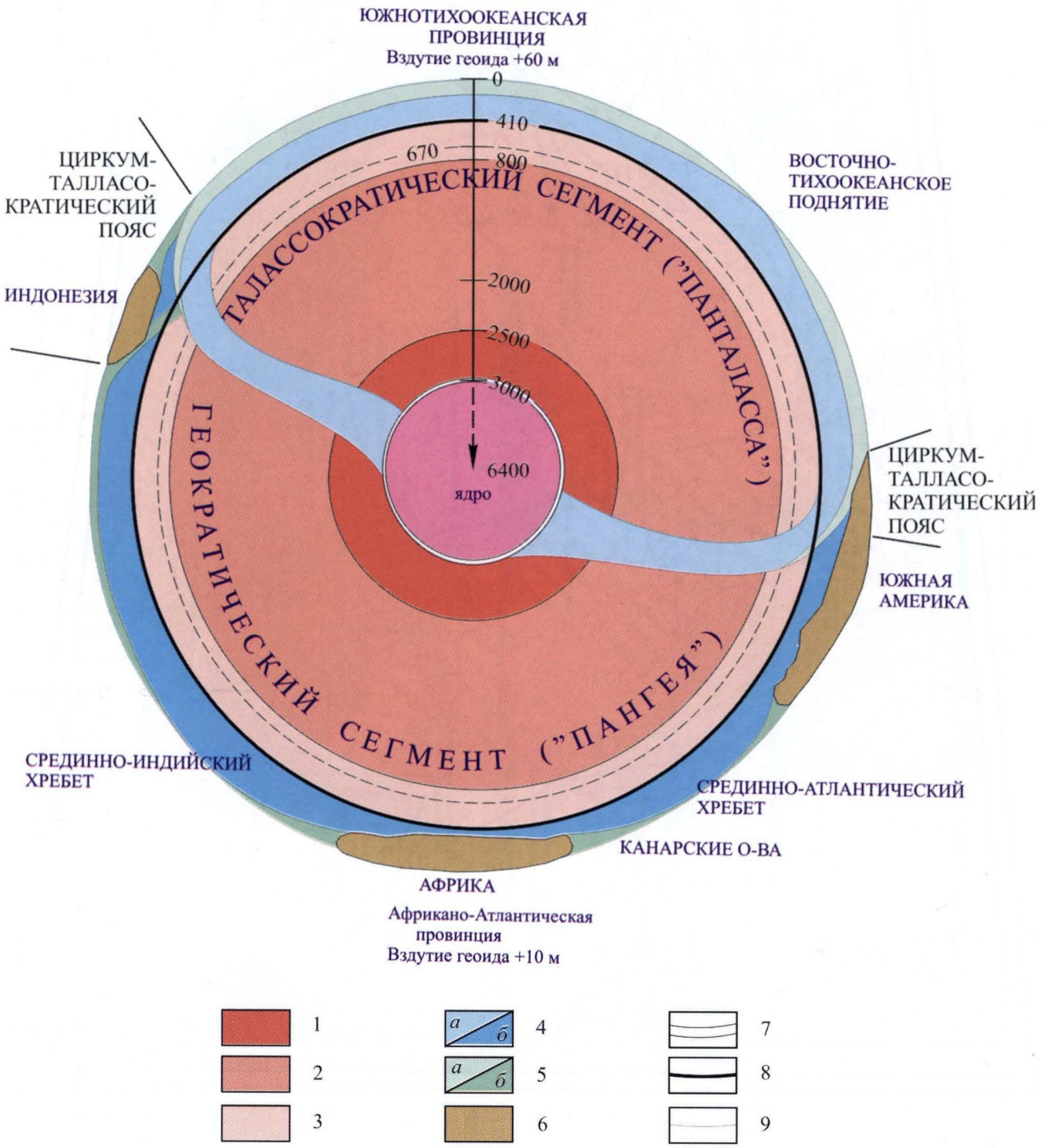


Рис.5.38. Экваториальный разрез Земли

1-3 – нижняя мантия: 1 – слой "D", 2 – слой "C", 3 – слой Гуттенберга; 4 – верхняя мантия (а – талассократического сегмента, б – геократического сегмента) с астеносферой, 5 – мантийная часть литосферы (а – талассократического сегмента, б – геократического сегмента); 6 – континенты; 7-8 – преломляющие границы первого рода (петрографические): 7 – первого порядка (ядро/мантия), 8 – второго порядка (нижняя мантия/верхняя мантия, сейсмический горизонт 410 км); 9 – преломляющие границы второго рода (фазового перехода, термические)

http://jurassic.ru/

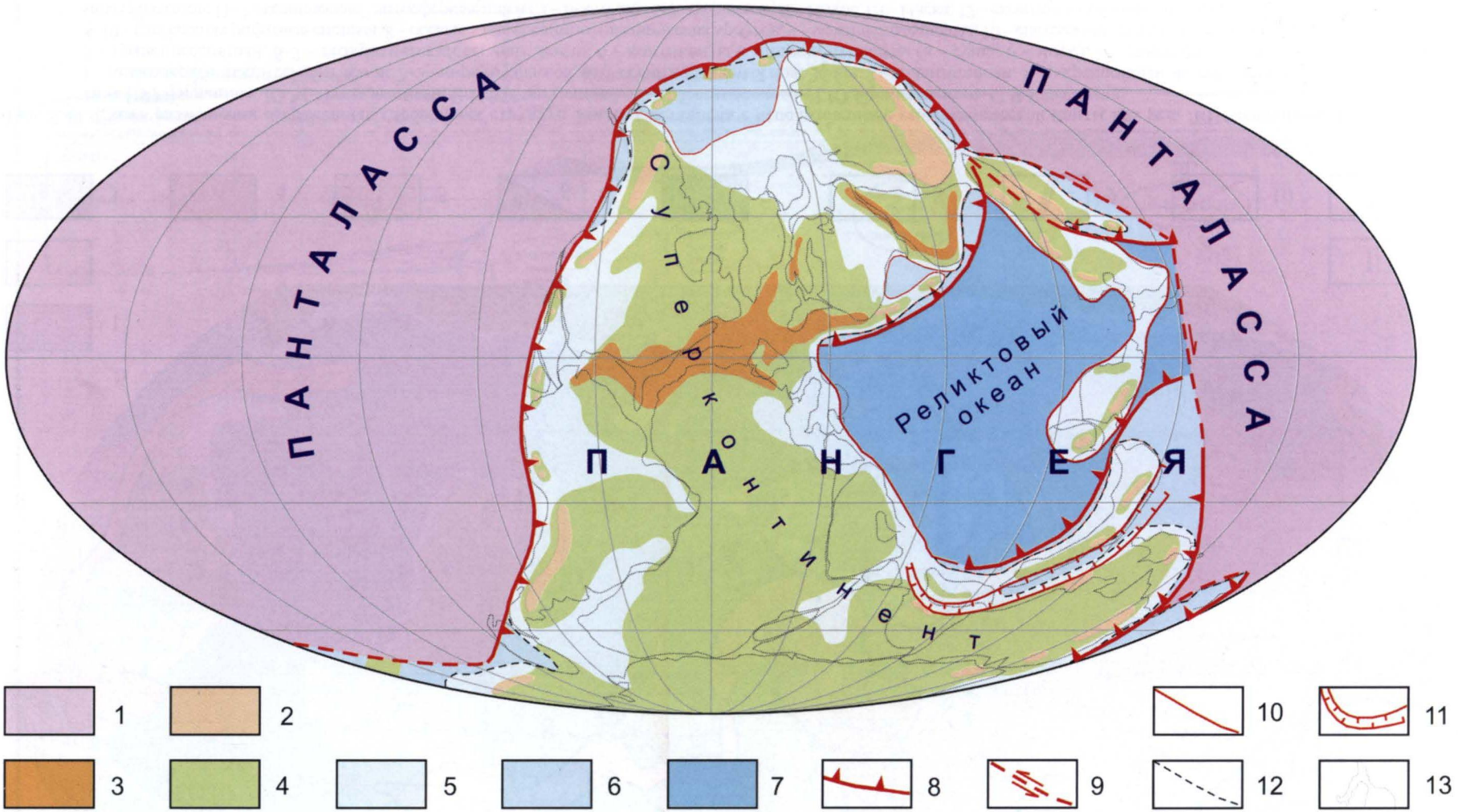


Рис. 5.39. Схема размещения глобальных структур Земли в ранней перми (артинский век, 277 млн лет). Составлена на основе палинспастической реконструкции по [Golonka, Ross, Scotese, 1993]

1 – океанические бассейны Панталассы; 2–7 – Пангея, крупные геоморфоструктуры суперконтинента: 2 – окраинно-континентальные (аккреционные) орогены; 3 – внутриконтинентальные (коллизионные) орогены; 4 – области (крупные геоблоки) конэрозионного поднятия; 5 – эпиконтинентальные и шельфовые бассейны континентальных окраин; 6 – окраинные и внутренние глубоководные моря; 7 – Реликтовый океан (океанические бассейны дивергентной окраины Суперконтинента); 8–9 – границы Пангеи: 8 – поглощения; 9 – скольжения; 10 – граничные разломы дивергентной окраны суперконтинента; 11 – внутриконтинентальный сдвиг и рифтовая система простого сдвига; 12 – граница суперконтинента; 13 – границы современных континентов и отдельных континентальных блоков

http://jurassic.ru/

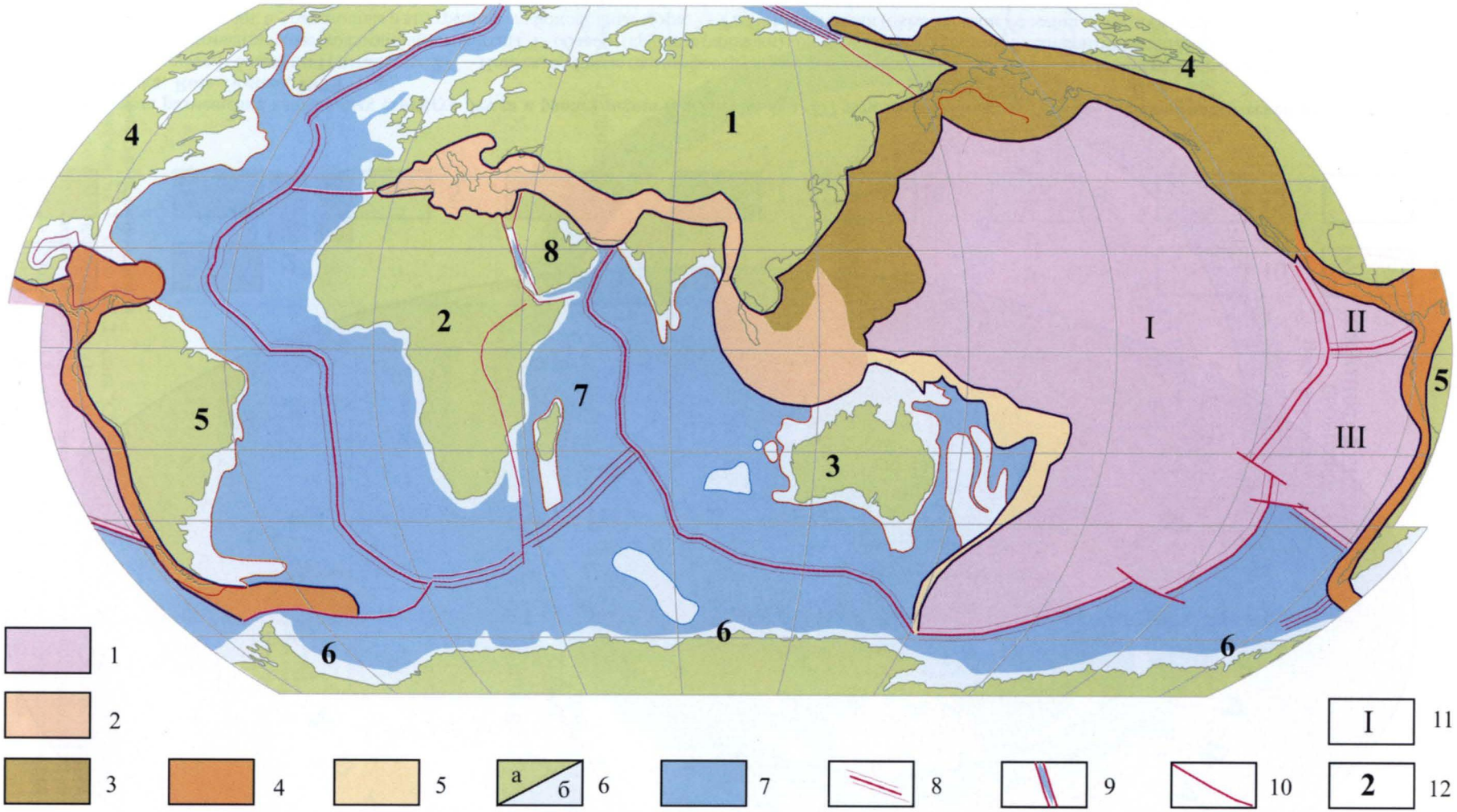


Рис. 5.40. Схема размещения современных глобальных структур Земли. Составлена с использованием геодинамической карты под ред. Л.П.Зоненшайна и О.Г.Сорохтина [1979] и данных Ю.М.Пущаровского, Е.Н.Меланхолиной, А.А.Моссаковского, Д.Ю.Пущаровского, С.В.Руженцева

1 – талассократический сегмент Земли; 2–5 – циркумталассократический подвижный пояс Земли: 2 – коллизионный, 3 – аккреционный, 4 – субдукционно–конвергентный, 5 – транспрессивный; 6–7 – геократический сегмент Земли: 6 – континенты и микроконтиненты (а – суша, б – море), 7 – дивергентные океанические окраины; 8–10 – глобальная рифтовая система: 8 – осевые зоны срединно–океанических хребтов, 9 – межплитные рифты, 10 – система внутриконтинентальных рифтов и трансформных разломов; 11 – "океанические" литосферные плиты: I – Восточно–Тихоокеанская, II – Кокос, III – Наска; 12 – «континентальные» литосферные плиты: 1 – Евразийская, 2 – Африканская, 3 – Индо–Австралийская, 4 – Амеразийская, 5 – Южно–Американская, 6 – Антарктическая, 7 – Сомалийская, 8 – Аравийская

http://jurassic.ru/

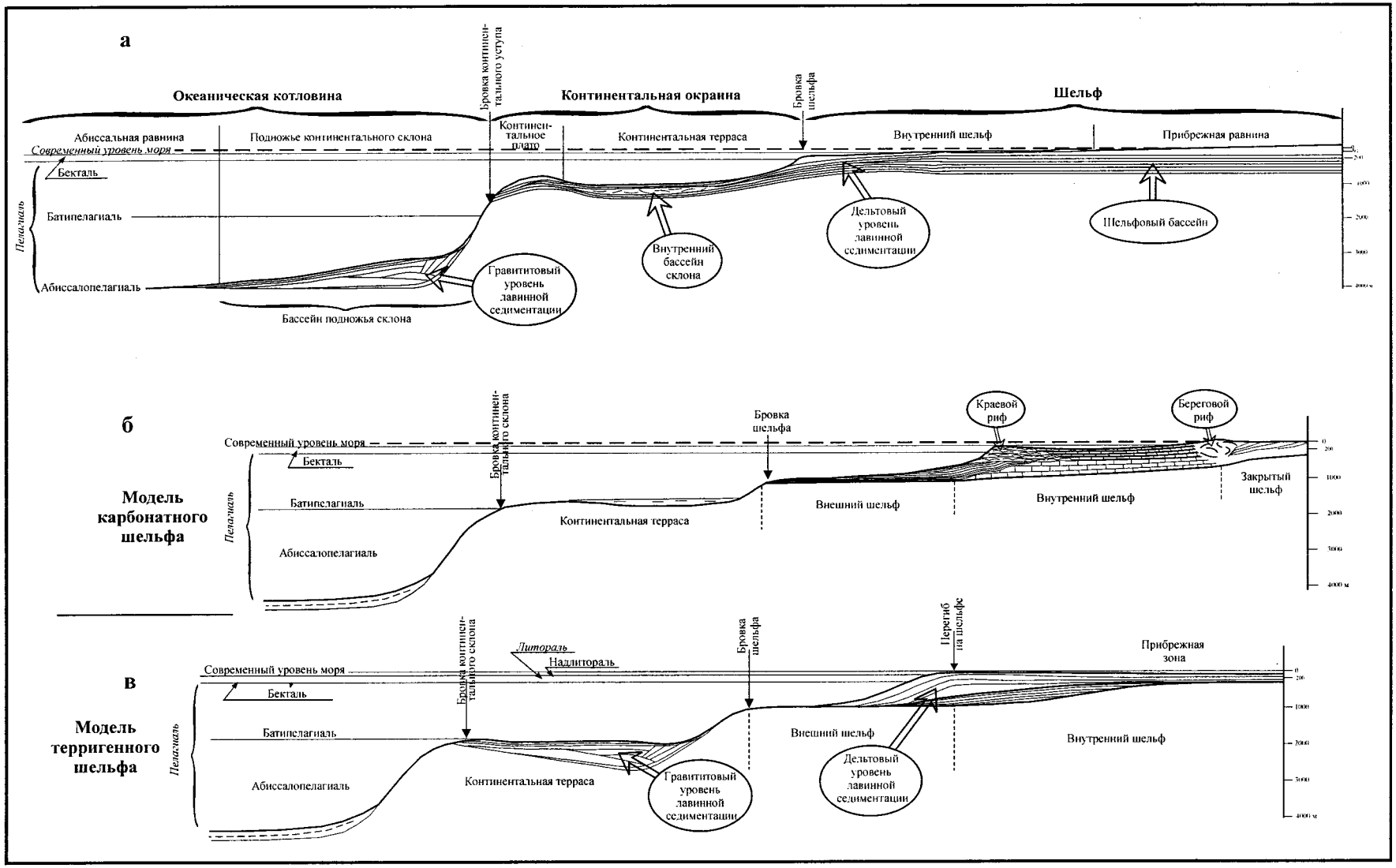


Рис.5.35. Принципиальная схема строения системы эпиконтинентальных осадочных бассейнов

а – при стабильном уровне моря;

б – при высоком уровне море (талассократическая эпоха);

в – при низком уровне моря (геократическая эпоха). Широкое развитие приобретают процессы наземной и подводной эрозии

http://jurassic.ru/

молодых платформ) могут достигать 1500-2000м, и здесь будут накапливаться осадки в фациях характерных для бассейнов (бассейны бордерленда) континентального склона. Одновременно с этим область нижнего уровня лавинной седиментации (гравититовый уровень лавинной седиментации по В.П.Алексееву [Алексеев, 2003]) переместится от подножья континентального склона в бассейны бордерленда (рис.5.36, цв. вкладка).

В глубоководных внутриконтинентальных бассейнах типа Каспийского моря самые серьёзные изменения в размещении депоцентров осадконакопления происходят в геократическую эпоху. Наиболее наглядно характер этих изменений можно проиллюстрировать на примере плиоценовой истории развития хорошо изученного Каспийского бассейна. На рис.5.37 (цв. вкладка) представлены структурная карта по опорному сейсмическому горизонту, приуроченному к подошве плиоцен-четвертичного комплекса отложений, и схема строения водосборного бассейна Каспия конца понтического времени и конца акчагыльского яруса плиоцена, которые демонстрируют эволюцию процессов осадконакопления в геократическую и талассократическую эпохи. Конец понта – начало балахана – это время падения уровня Мирового океана и изоляции внутриконтинентальных глубоководных бассейнов северного Паратетиса, которые потеряли с ним свои связи. С этим же временем связано формирование изолированного Каспийского моря-озера. Перед началом геократической эпохи зеркало воды Каспийского моря-озера охватывало территорию современной Прикаспийской, Западно-Туркменской и Куринской низменностей. Бровка мелководного шельфа располагалась на широте Мангышлакского порога. Граница глубоководной котловины проходила: на севере по линии Дербент – Красноводск, на востоке (в Туркмении) по линии Небит-Даг – Кызыл-Атрек и на западе (в Азербайджане) – по нижнему течению р. Куры. В глубоководной котловине южного Каспия глубины моря достигали 1500м. Морфологические зоны Каспийского моря-озера соответствовали тектоническим структурам. Область котловинной части бассейна – Южно-Каспийской впадине, северный шельф – Бакайской синеклизе, западный – Куринскому прогибу, восточный – Западно-Туркменской депрессии, а северный склон котловины – Терско-Каспийскому прогибу. Наиболее активной структурой являлась Южно-Каспийская впадина, примыкающая к складчатым системам Большого Кавказа, Эльбурса и Копетдага.

Начало геократической эпохи на Кавказе и Копетдаге совпало с роданской и валахской фазами складчатости, которые сопровождались усилением погружения в Южно-Каспийской котловине. Только в течение понтического времени (порядка 2млн лет) величина погружения Южно-Каспийской котловины составила около 1км [Леонов и др.,1998]. В условиях замкнутого водоёма столь значительные погружения дна котловины вызвали резкое понижение уровня воды всего водоёма. К середине балаханского времени уровень Каспийского моря-озера, по оценкам различных авторов, понизился до отметок минус 700м – 1000м. Падение уровня моря и оформление нового профиля равновесия, привело к формированию на бывшем шельфе глубокого (амплитудой до 400м) и обширного (от Урала до Волги) вреза и выработке контрастных форм эрозионного рельефа на склонах котловины. В результате была сформирована густая сеть глубоких подводных и наземных каньонов, по которым огромное количество терригенного материала перемещалось во внутренние части осадочного бассейна (см. рис. 5.37, цв. вкладка). Мощные клиноформные толщи конусов выноса накапливались в пределах подножья континентального склона, образуя подводные части дельты пра-Волги к северу от Апшеронского полуострова, пра-Аму-Дарьи – на восточной окраине Южно-Каспийской котловины (см. рис. 5.37, цв. вкладка). Формирование этих осадочных комплексов продолжалось на протяжении всего раннего и среднего плиоцена, в результате чего накопилась мощная, до 5 км, продуктивная толща на западе Южно-Каспийской котловины и красноцветная – на востоке. Это привело к заполнению и дополнительному погружению котловины. Ее размеры по площади сократились. Эрозионные процессы активно происходили в самых погруженных частях осадочного бассейна, формируя глубокий наземный врез в пределах обширной прибрежной равнины, возникшей на месте шельфа и погруженного шельфа.

Подъём уровня Мирового океана и увеличение водной массы за счет эрозионного вскрытия древней артезианской системы в пределах погруженного шельфа и континентального склона привели к трансгрессии в акчагыльское время, что вызвало перемещение депоцентров в область внутреннего шельфа Каспийского бассейна, в районы Предкавказья, юго-запада и севера Прикаспийской впадины, а также запада Туркменской низменности (см. рис.5.37, цв. вкладка). Область лавинной седиментации второго уровня (гравититовая) локализуется непосредственно в месте впадения крупных рек, где формируются мощные клиноформные толщи дельт и подводных конусов выноса.

Проведенные исследования показывают, что применение сиквенс-стратиграфического анализа для континентальных отложений требует специальных исследований на площадях сопряжения морских и континентальных фаций, позволяющих провести корреляцию стратиграфических единиц. В первую очередь это касается речных отложений. Строение речных долин и заполняющих их осадочных толщ находится в прямой зависимости от положения базиса эрозии, уровня моря или озера. При низком положении базиса эрозии активизируются денудационные процессы, расширяется площадь сбора обломочного материала, и в бассейне

http://jurassic.ru/

накапливаются преимущественно грубообломочные отложения. При повышении уровня базиса эрозии изменяется динамика транспортных потоков, седиментационная обстановка стабилизируется, накапливается более тонкий материал, который захоронает или сглаживает следы размыва и эрозии. В результате запечатываются возможные ловушки углеводородов и россыпей. Сиквенс-стратиграфическое расчленение континентальных толщ возможно только при непосредственной их связи с одновозрастными морскими образованиями. Когда невозможно определить преобладающую роль относительных колебаний уровня моря, интерпретация строения континентальной толщи может превратиться в фациальный анализ. При изучении озерных толщ следует учитывать, что колебания уровня озера часто обусловлены эвстатическими явлениями.

Особый интерес представляют: сопоставление строения аллювиальных толщ прибрежной равнины с кривой изменения уровня моря и одновозрастными морскими осадками; выяснение природы и происхождения различных типов эоловой стратификации; выявление различий между озерными фациями, сформированными во время высокого и низкого уровня. Полученные результаты применения сиквенс-стратиграфического подхода при изучении аллювиальных и прибрежно-морских толщ могут быть использованы для поисков и стратификации залежей угля и россыпей.

Накопленный к настоящему времени материал свидетельствует о необходимости разработки широкого класса новых моделей седиментации, учитывающих геоморфологическую расчлененность дна замкнутых континентальных глубоководных бассейнов, а также специфику эпиконтинентальных бассейнов талассократических эпох, для которых нет современных аналогов. Отдельную проблему представляет разработка седиментационных моделей пересыхающих внутриконтинентальных котловин. Их изучение показывает, что в процессе седиментации и структурообразования проявляется несовпадение цикличности осадконакопления, появление циклов колебания уровня моря с амплитудами несколько сотен и даже тысяч метров, что выпадает из общемировых закономерностей.

Благодаря развитию и успехам сейсмо- и сиквенс-стратиграфии появилась возможность решить проблему полноты и детальности хроностратиграфических шкал регионального и локального масштаба в рамках бассейна, мегабассейна и системы бассейнов, непрерывно прослеживая и коррелируя реперные горизонты. Был обнаружен и пульсационно - непрерывный характер слоевых ассоциаций внутри единой системы осадочного бассейна. Выявляя связь осадочного процесса с эндогенными и экзогенными событиями глобального и регионального масштаба, появилась возможность определения количественной оценки этих связей – амплитуды и размаха изменений уровня моря с величиной тектонических движений.

В ряде переводных и отечественных публикаций сиквенцию называют циклом, а сиквентную стратиграфию – циклостратиграфией [Англо-русский ..., 1995]. Это представляется неудачным по ряду соображений. В русскоязычной геологической литературе существует множество определений и понятий осадочных циклов как процессов и их следствий, представленных отдельными пластами или их сериями [Фролов,1998, Карогодин и др., 2000]. При этом в каждом случае требуется расшифровка смысла, который вкладывается в конкретное понятие. Кроме того, многие "классические" литологические циклы, например, аллювиально-озёрные или озёрно-болотные, содержат значительный элемент субъективности, поскольку разные интерпретаторы могут по-разному определить генетическую природу той или иной слоевой ассоциации. Ещё более важным представляется то, что литологические циклы выделялись по единичному пересечению (скважине, обнажению) и не только не могли быть непрерывно прослежены в пространстве, но сами и были созданы для корреляции наблюдений по отдельным разрозненным точкам. "Вейлит" же является не интерпретационным понятием, а реально наблюдаемым геологическим телом.

Таким образом, "сиквенс-стратиграфия" оформилась в ходе своего развития в научное направление, изучая новый класс естественных геологических тел осадочного чехла – "вейлитов". Это новое научное направление использует результаты и методы таких научных дисциплин как учение об осадочно-породных и нефтегазоносных бассейнах, учение о фациях, учение о формациях и наиболее близкой к ней научной дисциплины – литмологии. Главным методом в нем остается сейсмостратиграфический анализ. Развиваясь, "сиквенс-стратиграфия" расширяет возможности других геологических дисциплин, как сугубо прикладных, так и теоретических, а в конечном итоге создает предпосылки для решения одной из главных общих задач – построения четырехмерной геологической модели осадочных и нефтегазоносных бассейнов.

5.4. Базовые четырехмерные модели нефтегазоносных бассейнов

5.4.1.Вводные замечания

Примерно в конце 60-х - начале 70-х годов XX века было сформулировано "учение о нефтегазоносных бассейнах" (УНГБ). В рамках этого учения в качестве **объекта изучения** выступают два типа геологических тел: а) комплексы осадочного выполнения зон тектонического погружения; б) крупные линзы умеренно деформированных и эпигенетически слабоизмененных осадочных пород [Брод, 1964; Вассоевич, 1975; Балли,

http://jurassic.ru/

1975; Бакиров и др., 1971; Волож и др., 1995; Карта нефтегазоносности, 1994; Bally, Snelson, 1980; Бакиров, 1964; Перродон, 1991]. Объекты первого типа – это действующие в течение последнего мезокайнозойского (альпийского) цикла тектогенеза седиментационные системы с присущими им закономерностями хода осадочного процесса. Объекты второго типа – это сохранившиеся в слабо измененном виде седиментационные системы бассейнов прошлых геотектонических циклов либо фрагменты осадочных чехлов. Однако, несмотря на генетические различия, эти геологические тела обладают одним общим свойством, которое делает их объектом исследования в рамках "учения о нефтегазоносных бассейнах". И те, и другие – это выраженные в рельефе фундамента отрицательные структуры земной коры, в пределах которых функционируют флюидотермальные системы, определяющие закономерности распределения залежей углеводородов и процессов их генерации и аккумуляции.

Предметом исследований УНГБ служат структура и вещественный состав отложений, выполняющих осадочные бассейны, процессы формирования и эволюционного преобразования осадочных чехлов, история генерации и эволюции флюидотермальных систем.

Целью исследований является выяснение закономерностей образования УВ, формирования и размещения месторождений нефти и газа, а также оценка прогнозных ресурсов НГБ.

Главная задача исследований – реконструкция хода геологических процессов, приводящих к образованию, скоплению, захоронению и сохранению месторождений углеводородов, что обеспечивает возможность использования детерминированных (функциональных) методов прогноза с широким применением процедур имитационного численного моделирования.

Первоначально в качестве структурных элементов моделей нефтегазоносных бассейнов использовались структурно-вещественные подразделения земной коры, такие как "фундамент", "платформенный чехол", "структурно-тектонический комплекс", "структурный этаж", "структурный ярус", "структурный подъярус". Все эти структурно-вещественные единицы разделены ярко выраженными поверхностями структурных и угловых несогласий. Однако эти элементы обеспечивали построение лишь мелкомасштабных четырехмерных моделей, которые позволяли решать довольно ограниченный круг задач: а) выделение границ нефтегазоносных бассейнов; б) выяснение наиболее общих особенностей их строения, обусловленных процессами, происходящими на уровне верхней мантии и в нижних частях земной коры; в) качественный прогноз нефтегазоносности бассейна в целом. Детализация этих моделей путем введения в них формационных и литостратиграфических подразделений, выделяемых по парагенезисам пород, оказалась непригодна для численного моделирования процессов осадконакопления, а также генерации и аккумуляции углеводородов, поскольку временные координаты элементов базовых моделей оставались неопределенными.

Это обстоятельство стимулировало исследования по выделению класса слоистых геологических тел надпородного уровня организации с изохронными границами. Такие исследования были выполнены в течение 60-70х годов прошлого века для целого ряда регионов. На примере Восточно-Европейской [Бабадоглы и др., 1975; Яцкевич, Съестнова, 1977] и Северо-Американской [Sloss, 1973] древних платформ, а также юга Туранской плиты и Ферганской межгорной впадины [Попов, 1979] было показано, что разрез осадочного чехла этих регионов состоит из системы иерархически соподчиненных изохронных геологических тел полифациального состава. Для обозначения этой категории геологических тел В.И. Попов использовал термин "ритмостратиграфические подразделения", а Л.Л. Слосс – "осадочные системы", однако позднее в стратиграфии для них стал употребляться термин "парахронолиты". "Парахронолиты" представляют собой относительно непрерывную по времени формирования трансгрессивно-регрессивную последовательность слоев или групп слоев, ограниченную в кровле и подошве поверхностями несогласия. Внутри "парахронолита" изменения литологического состава, как по вертикали (от слоя к слою), так и по латерали, происходят закономерно в соответствии с изменениями условий осадконакопления в бассейне. Именно эти качества позволяют рассматривать "парахронолиты" как естественные геологические тела, системные связи которых определяются цикличностью геологических процессов, контролирующих осадконакопление. В едином иерархическом ряду системных геологических тел Земли, крайними членами которого являются "Земля" как планета и "минерал" как элементарная совокупность химических элементов, "парахронолиты" занимают интервал в промежутке между подразделениями геодинамического уровня организации – внутренними сферическими оболочками Земли, литосферными слоями и слоями земной коры, с одной стороны, и слоем, как наиболее крупным геологическим телом породного уровня организации – с другой.

Установленные особенности строения "парахронолитов" стимулировали работы по их вычленению в разрезе осадочного чехла и картированию на площади. Однако, как показали дальнейшие исследования, если задача вычленения этих циклически построенных слоевых ассоциаций из непрерывной последовательности слоев, хотя и сложная, но все же решаемая, то проблема картирования их граничных поверхностей (несогласий и перерывов) под покровом многокилометровых толщ осадков из-за отсутствия надежных средств к тому времени решения не находила.

http://jurassic.ru/

Ситуация кардинально изменилась в начале 70-х годов, когда работами группы геологов и геофизиков нефтяных компаний "Экссон" (П.Р.Вейл и др.) и "Петробраз" (Л.Ф.Браун и У.Л.Фишер) было доказано соответствие отражающих горизонтов поверхностям перерывов (поверхность напластования) и несогласий. Это открытие послужило основанием для разработки нового метода изучения строения нефтегазоносных территорий – сейсмостратиграфического анализа.

С позиций сейсмостратиграфии в семидесятые - девяностые годы были рассмотрены особенности строения и эволюции основных нефтегазоносных бассейнов на территории бывшего СССР. Сейсмостратиграфический анализ был выполнен для Прикаспийского, Западно-Сибирского, Тимано-Печорского, Предкавказского, Южно-Каспийского, Днепровско-Донецкого, Припятского – платформенных бассейнов, а также для бассейнов краевых и внутренних морей: Баренцева, Карского, моря Лаптевых, Охотского, Японского и Черного (М.П.Антипов, С.Л.Беляков, А.В.Богданов, Ю.А.Волож, А.Н.Гаджиев, Р.Г.Гарецкий, Л.В. Гиршгорн, С.Н.Драчев, А.В.Журавлев, В.Я.Коженов, С.С.Косова, Н.Я.Кунин, Я.П.Маловицкий, П.М.Мамедов, Л.С.Маргулис, А.Н.Нежданов, В.М.Пилифосов, В.О.Савицкий, Р.Б.Сапожников, И.Е.Сегалович, С.А. Секретов, В.А.Сенин, С.Н Стовба, Э.В. Шипилов, А.Е. Шлезингер).

На основании результатов этих исследований Н.Я.Куниным [1983] и Ю.А.Воложем [1991, 1995] был предложен новый подход к составлению статических моделей нефтегазоносных бассейнов. В основе этого подхода лежат два ключевых постулата.

Во-первых, статическая модель нефтегазоносного бассейна обязана способствовать решению главной задачи, – прогнозу нефтегазоносности. В ней должны найти отражение особенности строения не только осадочного чехла, но и всего блока литосферы, внутри которого происходят геологические процессы, ответственные за состояние геодинамического режима региона, где расположен нефтегазоносный бассейн, и состояние флюидотермальной системы бассейна. Следовательно, системные элементы, из которых конструируется модель осадочного чехла бассейна, обязаны быть согласованы с системными элементами литосферы и консолидированной коры.

Во-вторых, элементы модели должны обладать определенным набором свойств, достаточных для определения их положения в непрерывном вертикальном (временном) или латеральном (региональном) ряду иерархически упорядоченных геологических тел. Для этого должны соблюдаться следующие условия: а) каждое элементарное тело обязано иметь четкие пространственные и временные координаты; б) системные связи элементарных тел должны отражать ход геологических процессов, ответственных за их формирование; в) граничные поверхности элементарных тел должны маркировать время начала и окончания этих процессов.

Важным является соблюдение еще двух условий. Элементарные тела одного масштаба вертикального и латерального ряда системных геологических тел модели должны быть согласованы друг с другом. Граничные поверхности элементарных единиц этих рядов обязаны отчётливо проявляться в структуре геофизических полей, что обеспечивает возможность их картирования на глубине.

Составленные в соответствии с этими требованиями статические модели нефтегазоносных бассейнов по своей сути относятся к категории пространственно полно определенных, четырехмерных (четвертая координата – это возраст). В таком качестве они являются базовыми для конструирования необходимых функциональных моделей. В первую очередь это геодинамические модели, которые имитируют ход глубинных процессов на уровне мантии и нижних горизонтов земной коры, ответственных за формирование осадочных бассейнов и постседиментационные изменения их морфоструктуры, а также седиментационные модели, имитирующие ход процессов осадконакопления в бассейне. Но для прогнозных оценок не менее важен ряд более частных моделей, имитирующих процессы эпи- и катагенетических преобразований пород, эволюцию флюидотермальной системы, генерации и аккумуляции углеводородов.

Изложенный подход к составлению базовых моделей нефтегазоносных бассейнов, по мнению Н.Я. Кунина и Ю.А. Волож, наиболее успешно можно реализовать только на фактографической и методологической основе сейсмостратиграфического анализа. Фактографическую основу сейсмостратиграфического анализа нефтегазоносного бассейна составляют каркасные сети региональных сейсмических профилей, пересекающих весь бассейн, и системы параметрических скважин. Это обеспечивает надежное выделение сейсмостратиграфических подразделений и установление их геологической природы (при приоритете данных бурения), а также трассирование по площади (при приоритете данных сейсморазведки). Методология сейсмостратиграфического анализа базируется на четырех основных принципах.

Первый принцип **"адекватности"** предусматривает адекватность объектов, выделяемых на сейсмическом разрезе по рисунку отражений от акустических границ и отдельных их элементов, реальным возрастным и региональным геологическим телам. Он постулирует: а) соответствие рисунка сильных и слабых отражений временного разреза рисунку слоистости напластования стратифицированных геологических тел; б) хронозначимость опорных сейсмических горизонтов, регистрируемых в литосфере; в) специфику рисунка отражений и параметров отражающих горизонтов, ограничивающих геологические тела различного состава и (или) генезиса, образующие латеральный ряд единиц внутри единиц вертикального ряда сейсмостратиграфических подразделений и отличающиеся рисунком отра-

http://jurassic.ru/

жений и параметрами ограничивающих их отражающих горизонтов.

Второй принцип **"конечности и дискретности"** предусматривает, что: а) граничные поверхности выделенного на разрезе сейсмостратиграфического подразделения обязательно пересекутся, очерчивая конечные по размерам объёмы геологического пространства; б) в каждом конкретном разрезе может быть выделено ограниченное число сейсмостратиграфических подразделений, их количество зависит от сложности строения бассейна.

Третий принцип **"специализации"** означает, что граничные поверхности сейсмостратиграфических подразделений на всем их протяжении имеют одинаковую геологическую природу. Это могут быть поверхности либо напластования, либо структурно- эрозионных несогласий.

Четвертый принцип **"иерархичности"** предусматривает соблюдение правил иерархической соподчиненности: а) все сейсмостратиграфические единицы крупных рангов являются совокупностью единиц мелких рангов; б) полные вертикальный и латеральный ряды сейсмостратиграфических единиц должны охватывать весь объём геологического пространства где происходят процессы, влияющие на формирование осадочного бассейна и его нефтегазоносность; в) каждое подразделение вертикального ряда состоит из нескольких одноранговых с ним подразделений латерального ряда и двух или более подразделений вертикального ряда рангом ниже.

5.4.2. Элементы базовых четырехмерных моделей

Базовые модели нефтегазоносных бассейнов конструируются из элементов, которые образуют два непрерывных ряда иерархически соподчиненных элементарных тел: вертикальный (возрастные элементарные единицы) и латеральный (региональные элементарные единицы). В каждом из этих рядов выделяются единицы глобального, регионального и локального масштабов. В соответствии с одним из основных постулатов составления моделей, одномасштабные единицы вертикального ряда должны быть согласованы друг с другом. Такое согласование проводится на этапе конструирования рядов, отбора возрастных и региональных подразделений, включаемых в эти ряды. Ниже приводится перечень элементарных единиц вертикальных и латеральных рядов и их краткая характеристика. Поскольку в предыдущих разделах этой главы "Региональная сейсмостратиграфия" (5.2) и "Сиквенс-стратиграфия…" (5.3) уже были приведены характеристики основных сейсмо- и сиквенс-стратиграфических подразделений, которые служат вертикальными и латеральными единицами локального и частично регионального масштаба модели нефтегазоносного бассейна, во избежание повторений, основное внимание будет уделено характеристике единиц глобального и регионального масштабов.

5.4.2.1 Единицы вертикального ряда элементов модели.

Иерархический вертикальный ряд элементов модели состоит из единиц глобального, регионального и локального масштабов. Им соответствуют сейсмостратиграфические подразделения различной специализации (уровня организации): геодинамической, тектоно-седиментационной и седиментационной. Системные связи сейсмостратиграфических подразделений геодинамической специализации определяются цикличностью глубинных процессов, вызывающих смену во времени геодинамических режимов и приводящих к деструкции "старой" литосферы и земной коры и формированию дополнительных объёмов "молодой" литосферы и консолидированной коры, а также "складчатого комплекса" осадочного чехла. Системные связи тектоно-седиментационных сейсмостратиграфических подразделений определяют процессы, контролирующие ход осадконакопления в бассейне и постседиментационные изменения структуры осадочных толщ, а подразделения седиментационной специализации – относительные колебания уровня моря.

Единицы модели глобального масштаба

Единицы вертикального ряда элементов модели глобального масштаба обособляются как части пространства, ограниченные в подошве и кровле глобально прослеживаемыми геодинамическими границами. К числу таких границ относятся три глобальные сейсмические границы – преломляющий горизонт "N", преломляющий горизонт "M" и преломляющий горизонт "K_0", выделяемые на уровне верхней мантии и земной коры. Они связаны с сейсмическими разделами первого рода. Кроме того, внутри осадочного чехла выделяются две геодинамические границы, связанные с поверхностями крупных структурных (горизонт "Ф") и угловых несогласий.

Самой глубокой геодинамической границей является сейсмический горизонт "N". Он прослеживается на глубинах порядка 400км и отделяет нижнюю мантию от верхней сферической оболочки Земли – тектоносферы. Этот горизонт развит повсеместно и разрывается лишь в пределах циркумталассократического холодного пояса Земли [Хаин, 2001; Лобковский, 2003; Никишин, 2002].

Следующая геодинамическая граница – это сейсмический горизонт "M". Под наиболее глубокими горными сооружениями этот горизонт выделяется на глубинах 70 км, а в океанах поднимается на глубины до 10км. В осевых зонах срединно-океанических хребтов, как преломляющий горизонт, связанный с границей первого рода, он не выделяется. Эта граница интерпре-

http://jurassic.ru/

тируется как глобальная поверхность срыва и раздела пород глубинного мантийного генезиса и продуктов их преобразования под воздействием приповерхностных процессов и отождествляется с подошвой земной коры. [Леонов, 1991, 2001 и др.]. По мнению Н.Я.Кунина и Ю.А.Воложа, возраст этой границы меняется от раннеархейского под древними континентами до современного в осевых зонах срединно-океанических хребтов.

Сейсмический горизонт "$К_0$" – последний глобально прослеживаемый опорный преломляющий горизонт в разрезе земной коры связан с геодинамической границей, которая приурочена к кровле "консолидированной коры". Её возраст также изменяется по простиранию от архейско-ранепротерозойского на древних платформах до современного в осевых частях срединно-океанических хребтов.

Сейсмический горизонт "Ф" (акустический фундамент) – это одна из основных регионально прослеживаемых границ в осадочном чехле, которая выделяется по смене характера рисунка отражений. Он отделяет верхнюю часть разреза, насыщенную динамически яркими отражающими горизонтами, от нижней части, где возможна только групповая корреляция отдельных невыдержанных по простиранию и наклонам границ. Это достаточно принципиальная граница раздела между деформированной частью разреза земной коры ("консолидированная кора" и "складчатый комплекс"), с одной стороны, и слабо деформированного покрова осадков и осадочно-формационных комплексов, сложенных генетически разнородными отложениями, – с другой. В пределах континентальных платформ слабодеформированный осадочный покров включает "доплитный комплекс" и "плитный комплекс" платформенного чехла. На остальной части земной поверхности – это циклически построенные слоевые ассоциации – осадочные системы мегабассейнов океанов, дивергентных и дейтероорогенных окраин континентов, коллизионных, аккреционных и субдукционно-аккреционных поясов.

Последняя из геодинамических границ – это раздел между "плитным" и "доплитным" комплексами. Она обычно соответствует регионально прослеживаемому опорному отражающему горизонту, который приурочен к наиболее молодой (из всех регионально прослеживаемых в разрезе) границе четко выраженного углового несогласия.

Все перечисленные геодинамические границы хронозначимы. Каждая из этих границ сама по себе полихронна, т.е. её возраст меняется по простиранию. В то же время, в пределах одной отдельно взятой глобальной или региональной структуры Земли их положение в разрезе выдерживается на определенном стратиграфическом уровне и маркирует время начала геологических процессов, в ходе которых эти структуры были сформированы. Так, например, горизонт "М" определяет время начала формирования литосферы новой генерации, которая образуется в зоне разрыва литосферы прошлых циклов тектогенеза (осевая зона срединно-океанических хребтов). Стратиграфический уровень горизонта "$К_0$" отвечает времени завершения в пределах крупного блока земной коры (геоструктуры регионального масштаба) активных тектонических, магматических и метаморфических процессов, приводящих к формированию новых объёмов земной коры океанического, островодужного, континентального типов, а также наращиванию континентальной коры за счет присоединения к ней осадочных и осадочно-вулканогенных комплексов пород коллизионной стадии развития коры ("вертикальной аккреции" по М.Г.Леонову). Стратиграфическое положение в разрезе горизонта "Ф" фиксирует время завершения на данной территории интенсивных складчатых деформаций (и сопутствующего метаморфизма), связанных с коллизией континентов и микроконтинентов, а также с процессами тектонического надвигания блоков консолидированной коры, перемещающихся на втором уровне тектоники плит (на уровне земной коры). Возраст горизонта, приуроченного к кровле "доплитного комплекса", фиксирует время завершения активных тектонических процессов постколлизионного этапа развития земной коры.

Таким образом, возраст глобальных сейсмостратиграфических подразделений единиц вертикального ряда элементов модели и последовательность их размещения в разрезе показывают на какой стадии развития находится литосфера и блок земной коры, с которым пространственно или генетически связан нефтегазоносный бассейн. Благодаря этим качествам, эти подразделения в едином вертикальном ряду возрастных геологических тел Земли как планеты занимают своё место – стадийных возрастных (сейсмостратиграфические) подразделений геодинамической специализации.

Единицы модели регионального масштаба

Единицами регионального масштаба вертикального ряда элементов модели являются сейсмостратиграфические подразделения ранга: "сейсмогеологический этаж", "сейсмокомплекс", "синтема". Это циклически построенные слоевые ассоциации, ограниченные региональными (прослеживаемыми в пределах одного или нескольких бассейнов) опорными сейсмическими горизонтами, которые приурочены к границам угловых и эрозионных несогласий. Системные связи этих сейсмостратиграфических подразделений определяются цикличностью геологических процессов, контролирующих накопление осадков в бассейне и постседиментационные изменения структуры осадочных толщ. В отличие от единиц глобального масштаба, граничные поверхности региональных единиц вертикального ряда элементов модели на всем своем протяжении изохронны.

"Сейсмокомплекс" – это относительно непрерывная по времени формирования трансгрессивно-регрессивная последовательность слоев или групп слоев, ограниченная в кровле и подошве опорными отражающи-

http://jurassic.ru/

ми горизонтами, которые связаны с поверхностями эрозионного несогласия, переходящими в согласные границы. Распространение "сейсмокомплекса", как правило, ограничено пределами одного нефтегазоносного бассейна. Смена в разрезе одного сейсмокомплекса другим указывает на изменения условий осадконакопления в бассейне, вызванные перемещением депоцентра седиментации, перестройкой путей перемещения материала либо увеличением или уменьшением количества поступающего осадочного вещества.

"Синтема" – это циклически построенная совокупность сейсмокомплексов, ограниченная опорными отражающими горизонтами, связанными с границами эрозионных несогласий, переходящими по простиранию в согласные границы. Системные связи этих подразделений определяются сменой талассократической эпохи геократической, и наоборот. "Синтемы" – достаточно крупные подразделения, прослеживаемые в пределах мегабассейнов и их систем.

"Сейсмогеологический этаж" – это самая крупномасштабная из региональных единиц вертикального ряда элементов модели. В кровле и подошве его ограничивают опорные отражающие горизонты, связанные с угловыми несогласиями, которые прослеживаются в пределах мегабассейна, либо системы мегабассейнов. Формированию каждого нового сейсмогеологического этажа предшествует перестройка структуры региона, которая приводит к отмиранию старой и заложению новой системы бассейнов. Эти перестройки вызваны серьёзными геодинамическими событиями в соседних геоструктурах. В разрезе "доплитного" или "плитного" комплексов континентальных платформ различают сейсмогеологические этажи, сложенные собственно платформенным, квазиплатформенным, орогенным верхнемолассовым, орогенным нижнемолассовым, предрифтовым и синрифтовым формационными комплексами. На остальной части земной поверхности подразделения ранга сейсмогеологических этажей, выделяемые внутри мезозойско-кайнозойского комплекса отложений, генетически представляют собой осадочные системы мегабассейнов: 1) предгорных и межгорных прогибов; 2) эпиконтинентальных морей; 3) пассивных окраин континентов; 4) периконтинентальных подводнодельтовых систем, 5) глубоководных впадин внутриконтинентальных морей; 6) впадин окраинноконтинентальных и междуговых морей; 7) глубоководных желобов: 8) преддуговых, внутридуговых и междуговых прогибов; 9) внутриконтинентальных и океанических рифтов; 10) абиссальных впадин; 11) внутриокеанических поднятий.

Для бассейнов континентов были выделены два главных типа сейсмокомплексов: а) комплексы плоскодонных бассейнов с компенсированным тектоническим погружением и б) комплексы бассейнов с некомпенсированным тектоническим погружением [Шлезингер,1998]. Последующие исследования позволили несколько изменить данную классификацию и выделить три типа комплексов: а) компенсированного погружения; б) некомпенсированного погружения, но сбалансированного осадконакопления и в) некомпенсированного погружения и несбалансированного осадконакопления.

Комплексы первого типа характеризуются плоской внешней формой и конформной внутренней структурой слоистости напластования. Их пространственное ограничение контролируется схождением двух ближайших в разрезе несогласных границ. Они формируются в бассейнах, в которых свободное седиментационное пространство отсутствует, а аккомодационное – образуется одновременно с процессом осадконакопления, т.е. "конверт" аккомодации в этих условиях ограничен старым профилем эрозионно-седиментационного равновесия снизу и новым – сверху.

Комплексы второго типа формируются в бассейнах расположенных ниже первого (в направлении суша-море) и выше второго регионального уровня лавинной седиментации вдоль шельфовых окраин континентов и внутри него в пределах предгорий. Бассейны шельфовых окраин континентов со стороны суши ограничены линией залива, а со стороны океана уступом континентального склона, имеющего, как правило, тектоническую природу. Ограничениями для бассейнов предгорий служат, с одной стороны, горные хребты, с другой – денудационные плато и возвышенности. Седиментационное пространство шельфовых бассейнов охватывает прибрежную равнину и шельф. В вертикальном разрезе оно имеет клиновидную форму и поверхностью седиментационного равновесия разделено на две части. Одна из них (пространство аккомодации), заполняется осадками, а вторая (пространство ожидаемой аккумуляции) – водой. В бассейнах предгорий пространство ожидаемой аккумуляции остается свободным. При формировании комплексов второго типа действует единый механизм осадконакопления, который включает в себя разгрузку переносимого материала вследствие резкого ослабления однонаправленного вектора несущего потока на границе с приёмной площадью сбора и его дальнейший веерный разнос. Этот процесс регулируется прогибанием ложа площади осадконакопления под воздействием тектонического погружения и веса накапливающихся толщ, уплотнения осадков, а также колебаниями базиса эрозии либо за счет изменений уровня моря (бассейны континентальных окраин), либо в связи с изменение профиля денудационно-седиментационного равновесия (для бассейнов предгорий). В целом объем накопившихся осадков строго соответствует объёму аккомодационного пространства. Излишки поступающего осадочного материала перемещаются в область пространства ожидаемой аккумуляции.

http://jurassic.ru/

Комплексы третьего типа формируются ниже глобального уровня лавинной седиментации в бассейнах топодепрессий, расположенных в пределах подножья континентального склона, глубоководных котловин внутренних и окраинных морей и на океаническом ложе. В этих бассейнах соотношение "пространства ожидаемой аккомодации" и "пространства аккумуляции" иное. Здесь "пространство ожидаемой аккумуляции" занимает практически весь объем бассейна и повсеместно значительно больше "пространства аккомодации".

Единицы локального масштаба

Локальными единицами вертикального ряда элементов модели служат возрастные сейсмостратиграфические подразделения седиментационной специализации, выделяемые как циклически построенные осадочные системы, генетически связанные с относительными колебаниями уровня моря. Эта часть вертикального ряда элементов модели состоит из единиц четырех рангов (от мелких, к крупным): элементарные системы (парасеквенции), тракты осадочных систем, "вейлиты", "супервейлиты". Пространственно - временные взаимоотношения этих подразделений позволяют реконструировать ход эвстатических колебаний уровня моря и выяснить их роль в седиментационном процессе.

5.4.2.2 Единицы латерального ряда элементов модели

Иерархический ряд латеральных элементов модели состоит из единиц, которые выделяются как части одноранговых с ними единиц вертикального ряда. Этим определяются их координаты в базовой модели нефтегазоносного бассейна. Временные координаты латеральных элементов модели соответствуют возрасту того возрастного сейсмостратиграфического подразделения (вертикального элемента), частью которого они являются. Пространственные координаты для элементов глобального масштаба определяются зонами разломов, регионального – разломами и границами морфоструктурных элементов, контролирующих смену вещественного состава осадка, локального – границами фациальных зон. В силу этих обстоятельств разномасштабные единицы латерального ряда элементов модели имеют различную природу. Все единицы глобального масштаба – это глобальные геоструктуры, корни которых расположены на уровне литосферы или глубже (табл. 5.10). Для них основной классификационный признак – уровень размещения их корней. Все единицы локального масштаба – это вещественные подразделения. Их классификационный признак – различия вещественного состава. Единицы регионального масштаба имеют двойственную природу. Элементарные единицы этого масштаба, расположенные на уровне осадочного чехла, по своей природе являются вещественными геологическими телами, а на уровне консолидированной коры – структурными. Классификационным признаком для единиц осадочного чехла, выделяемых как части одноранговых с ними сйсмостратиграфических подразделений "доплитного" и "плитного" комплексов, служат структурно-вещественные особенности их строения. Кроме того, учитывается тип структурных форм подошвы осадочного чехла. Для единиц в коре классификационным признаком служит тип консолидированной коры – океанический, островодужный, континентальный. Для структур с континентальным типом коры это ещё и возраст её консолидации, а также степень деструкции (утонения).

Единицы глобального масштаба

Наиболее крупными подразделениями глобального уровня являются: геократический и талассократический сегменты Земли и разделяющий их глобальный циркумталассократический подвижный пояс Земли (см. табл.5.10). Это стадийные геоструктуры Земли, формирование которых связано с направленно циклическими процессами развития верхнемантийных оболочек (тектоносферы и земной коры), проходящими на уровне ядра и мантии. Их корни уходят в тектоносферу и нижнюю мантию (рис. 5.38, цв. вкладка). В процессе направленной эволюции Земли структура и вещественный состав геократического и талассократического сегментов испытывали значительные изменения. В целом наблюдается общее увеличение объема тектоносферы геократической оболочки, главным образом, за счет нарастания объёма её земной коры. Кроме того, в течение по меньшей мере 2500 млн лет каждые 900-1200 млн лет (цикл Вилсона) происходит объединение всех континентальных масс и формируется единый континент – Пангея [Хаин, 2001 и др.]. Последняя Пангея (Пангея Вегинера), которая со всех сторон окружена единым океаном – Панталассой, существовала 300 млн лет назад (рис. 5.39, цв. вкладка).

В современной структуре геократический сегмент Земли представляет собой композит "континентальных" литосферных плит, а талассократический – "океанических". Ядерные части "континентальных" литосферных плит сложены корой континентального типа стандартной мощности, которая по периферии утончается, а затем сменяется корой океанического типа. "Океанические" литоферные плиты повсеместно сложены корой океанического типа. Пограничными структурами для современных литосферных плит служат унаследованные от прошлого геотектонического цикла структуры циркумталассократического подвижного пояса Земли и вновь сформированные структуры глобальной рифтовой системы (рис. 5.40, цв. вкладка).

В геократическом сегменте Земли литосфера и консолидированная кора континентального типа возникли до начала последнего геотектонического цикла. На современном этапе тектогенеза в этом сегменте происходят как процессы деструкции "старой" литосферы и консолидированной коры континентального типа, так и процессы зарождения литосферы "новой" генерации

http://jurassic.ru/

Таблица 5.10

Глобальные латеральные элементы модели геодинамической специализации

Глобальные геоструктуры литосферы структуры альпийского цикла тектогенеза	Корни геоструктур на уровне мантии	Талассократический сегмент Земли ("Панталасса")	Циркумталассократический подвижный пояс Земли				Геократический сегмент Земли ("Пангея")
Корни геоструктур на уровне литосферы	Корни геоструктур на уровне тектоносферы	"Океанические" литосферные плиты	Альпийско-индонезийский коллизионный пояс	Восточно-Азиатско-Кордильерский аккреционный пояс	Андийско-Карибский субдукционно-конвергентный пояс	Транспрессивный пояс Новая Зеландия-Маккуори	"Континентальные" литосферные плиты
система осевых рифов и надальных впадин	срединно-океанические хребты						
океанические впадины	океанические платформы						
океанические поднятия и плато							
фронтальная складчатая система	коллизионная покровно-складчатая система (альпийский тип)						
шовный ороген							
тыловая складчато-надвиговая система							
система островных дуг	аккреционная складчатая система (индонезийский тип)						
система меж- и задуговых прогибов							
фронтальный складчато-надвиговый ороген	коллизионная глыбово-орогения система (гималайский тип)						
тыловой складчато-надвиговый ороген							
система океанических желобов и преддуговых прогибов	аккреционная складчатая система (восточно-азиатский тип)						
система островных дуг и междуговых прогибов							
система задуговых прогибов и впадин окраинных морей							
фронтальный сводово-глыбовый ороген	аккреционная глыбово-орогенная система (кордильерский тип)						
тыловая складчато-надвиговая система							
система вулканических островных дуг	конвергентная складчатая система (карибский тип)						
система междуговых впадин и задуговых прогибов							
система океанических желобов	субдукционная покровно-складчатая система (андийский тип)						
фронтальный вулкано-плутонический ороген							
система тыловых прогибов							
система внутриокеанических впадин							
система внутриокеанических поднятий							
абиссальные котловины, внутриокеани-ческие поднятия, микроконтиненты	дивергентная окраина						
авандельтовые склоны							
система периконтинентальных прогибов							
конседиментационные прогибы (kz-mz платформенные чехлы)	континентальная платформа						
конзрозионные поднятия (щиты и кряжи)							
эпиплатформенный дейтероорогеи	дейтероорогенная окраина						
эпиколлизионный дейтероорогеи							
срединно-океанические хребты	глобальная рифтовая система						
межплитные рифты							
системы внутриконтинентальных рифтов							

http://jurassic.ru/

и консолидированной коры океанического типа. В пределах талассократического сегмента Земли картина иная. Здесь повсеместно и непрерывно, в течение, как минимум, последних 1200 млн лет идет процесс формирования литосферы и консолидированной коры океанического типа. Вновь образованные объёмы литосферы и консолидированной коры океанического типа под воздействием конвективных течений в мантии транспортируются в пределы циркумталассократического подвижного пояса Земли, где происходит их поглощение. В ходе поглощения литосферных плит идет переработка литосферы, которая сопровождается формированием новых объёмов консолидированной коры островодужного и континентального типов.

Динамика процессов поглощения литосферы и формирования консолидированной коры в пределах циркумталассократического пояса Земли достаточно сложная и определяется суперпозицией литосферных плит, расположенных по разные стороны от него, а также механикой их перемещения относительно друг друга. Выделяются несколько отрезков пояса, различающихся не только строением литосферы и земной коры, но и морфоструктурно. Выделяют четыре типа таких структур (поясов): а) коллизионный, б) аккреционный, в) субдукционно-конвергентный и г) транспрессивный .

Коллизионный пояс локализован как бы внутри геократического сегмена Земли. По одну сторону от него располагаются дивергентные окраины Африканской и Индо-Австралийской "континентальных" литосферных плит, а по другую – активная окраина Евразийской плиты, которые сближаются друг с другом. Сближение плит происходит за счет поглощения их дивергентных окраин. На одном его участке схождение "континентальных" литосферных плит находится на начальной стадии коллизии (стадия конвергенции плит), на другом – на зрелой (стадия конвергенции континентов) и на третьем – на заключительной (стадия столкновения континентов). На начальной стадии поглощение дивергентной окраины поддвигаемой плиты сопровождается аккрецией микроконтинентов, на зрелой – "короблением" континентальной коры активной окраины континента надвигающейся плитой, на заключительной стадии, когда вся дивергентная окраина "континентальной" литосферной плиты с океаническим типом коры уже поглотилась, процессы субдукции завершаются и начинается "коробление" коры бывшей пассивной окраины поддвигаемого континента [Лобковский, 1988]. В верхней части литосферы коллизионного пояса, на его отрезке, который находится на начальной стадии коллизии (Индонезийский отрезок), формируется аккреционная складчатая система, на зрелой (Альпийско-Кавказский отрезок) – коллизионная складчатая система и на завершающей (Памирско-Гималайский отрезок) – коллизионная глыбово-орогенная система.

Аккреционный пояс пространственно приурочен к области поддвигания талассократического сегмента Земли под геократический сегмент. На одном, азиатском отрезке этого пояса идут активные процессы поглощения Восточно-Тихоокеанской "океанической" литосферной плиты, а на другом – литосферные плиты талассократического сегмента Земли скользят вдоль континентальной окраины Америзийской литосферной плиты. В области скольжения плит, в приповерхностной части литосферы, формируется аккреционная глыбово-орогенная система, а в области поглощения плит – аккреционная складчатая система.

Субдукционно-конвергентный пояс пространственно приурочен к области надвигания геократического сегмента Земли на талассократический сегмент и схождения "континентальных" литосферных плит. На андийском отрезке этого пояса, где надвигание геократического сегмента сопровождается поглощением "океанических" литосферных плит, в приповерхностной части литосферы формируется субдукционная покровно-складчатая система. На отрезках, где сближаются, например, Южно-Американская и Северо-Американская "континентальные" литосферные плиты (карибский отрезок), с одной стороны, и Южно-Американская с Антарктической (море Скоша) – с другой, формируются конвергентные складчатые системы.

Транспрессивный пояс пространственно приурочен к области скольжения "океанических" литосферных плит талассократического сегмента Земли вдоль дивергентных окраин "континентальных" литосферных плит геократического сегмента. Здесь формируется весьма своеобразная транспрессивно-аккреционная складчато-глыбовая система (Новая Зеландия-Маккуори).

Следующую группу латеральных элементов глобального масштаба составляют структуры литосферы, корнями уходящие только в тектоносферу. К их числу относятся: складчатые орогенные системы коллизионного, аккреционного и субдукционно-аккреционного отрезков подвижного пояса Земли, структуры глобальной рифтовой системы, сегменты литосферных плит, а также их структурные подразделения последующего ранга.

Структуры подвижных поясов более низкого ранга, чем глыбово-складчатые и складчато-надвиговые системы циркумталассократического пояса Земли, достаточно однообразны. В пределах каждой из них выделяются: шовный ороген или цепи островных дуг и системы обрамляющих их прогибов. Со стороны континентов – это системы предгорных прогибов и глубоководных внутриконтинентальных впадин, а со стороны океана – системы окраинно-континентальных и междуговых морей или глубоководных желобов.

Сегментарные структуры литосферных плит выделяются как части последних, ограниченные разломами, (трансформные разломы и трансконтинентальные сдвиги). Эти разломы делят плиты на сегменты, которые различаются своим строением. Наибо-

http://jurassic.ru/

лее контрастные различия в строении отдельных сегментов наблюдаются в пределах "континентальных" литосферных плит. Здесь выделяются три главных сегмента: а) дивергентные, пассивные окраины, б) области постколлизионной активизации, дейтероорогенные (термин К.В.Боголепова) окраины, в) платформы, которые отличаются по таким параметрам, как мощность и тип земной коры, возраст формирования ее консолидированной части, тип и возрастной диапазон "плитного" и "доплитного" комплексов осадочного чехла, а также геодинамическим режимом.

Дивергентные окраины граничат с срединно-океаническими хребтами. Здесь идут процессы деструкции "старой" консолидированной коры континентального типа, её утонения и погружения за счёт растягивания по системе листрических сбросов. Геодинамический режим – рифтовый либо океанический спрединг. Осадочный чехол дивергентной окраины слагают осадочные системы рифтовых бассейнов и глубоководных периконтинентальных мегабассейнов.

Дейтероорогенные окраины располагаются на окраинах "континентальных" литосферных плит, примыкающих к глобальному циркумталассократическому подвижному поясу Земли. Эта область включает в себя обширную территорию юго-востока Евразийской плиты, которая охватывает западный и центральный Китай, Монголию, северо-восток России и Среднюю Азию. В пределах дейтероорогенных окраин континентов процессы преобразования литосферы завершены, однако еще весьма активны процессы структурного преобразования консолидированной части разреза земной коры и осадочного чехла. Это области постколлизионной активизации тектонических процессов, которые сосредоточены в коровом уровне литосферных плит. Постколлизионная активизация проявляется в расколе литосферных плит на крупные сегменты, в формировании глубинных складок, в торошении и послойных срывах верхнего хрупкопластичного слоя консолидированной коры, в его скучивании и растяжении. Побуждаются эти движения внутриплитными напряжениями, производными от сил, возникающих в ходе геодинамических процессов, происходящих на границах литосферных плит, плюм-тектоникой и, частично, за счёт внутренних источников. Главная роль в перемещении геоблоков принадлежит сдвигам. Амплитуды сдвигов могут достигать тысяч километров. Движение геоблоков происходит по нижнему вязкопластичному слою консолидированной коры. Эти процессы могут приводить к частичной деструкции (утонению) ранее сформированной консолидированной коры континентального типа либо, напротив, к её наращиванию за счет тектонического скучивания верхней коры. Интенсивность режима постколлизионной активизации в пределах дейтероорогенной окраины непостоянна и закономерно убывает по направлению внутренних частей плиты [Лобковский, 1988; Леонов, 1991, 2001; Никишин, 2002].

Главными структурными элементами этой области являются системы глыбово-надвиговых поднятий (дивааструктуры по Чень-Года) или их геодинамические антиподы – особый тип синколлизионных рифтов ("импактогенов" по Дж.Шенгёру и др.), а также кулисные серии грабенов и заключенные между этими структуры крупные блоки земной коры (микроплиты, по Л.П.Зоненшайну). Корни этих структур ограничиваются поверхностью "М".

Платформенный сегмент "континентальной" литосферной плиты спокойного геодинамического режима, как правило, располагается в её центральной части. Он характеризуется выдержанной мощностью земной коры и широким распространением осадочного чехла. Процессы преобразования литосферы и земной коры слабые и выражены в виде длительно живущих, внутриплитных коровых складок большого радиуса и крупных трансконтинентальных сдвигов.

Глобальная рифтовая система состоит из латерального ряда структур: срединно-океанический хребет → межплитный рифт (рифт Аденского залива и Красного моря) → система транспрессивных внутриконтинентальных рифтов (Восточно-Африканская). Каждая из перечисленных в этом ряду структур отражает различные стадии развития этой системы: зрелую, юную и начальную, соответственно. Пространственно они располагаются вдоль скрытых границ литосферных плит либо на их дивергентных и трансформных окраинах. Рифтовые долины срединно-океанических хребтов и осевые впадины межплитных рифтов маркируют границы плит. Формируются эти структуры в обстановке растяжения. Транспрессивные, внутриконтинентальные рифты – это приповерхностные (на уровне земной коры) осложнения зоны разлома, рвущего литосферу. Межплитные рифты – это структуры, расположенные в области зияния земной коры. В их пределах на поверхности морского дна обнажены породы верхней мантии и идут процессы формирования "эмбриональной" океанической коры и её латерального наращивания. Срединно-океанический хребет – это структура, расположенная в области зияния литосферы. В ее пределах происходят процессы латерального наращивания литосферы (в области дивергентных окраин "континентальных" и "океанических" плит) с одновременным формированием "эмбриональной" океанической коры (в области осевой части срединно-океанического хребта) и становлением "океанической" консолидированной коры на его склонах.

Единицы регионального масштаба

Латеральные единицы регионального масштаба – это элементарные тела, сформированные в результате тектонических движений, проходящих на уровне зем-

http://jurassic.ru/

ной коры. Они включают два генетически различных класса геологических тел. Единицы, расположенные на уровне осадочного чехла, представлены структурно-вещественными телами. Единицы, расположенные на уровне консолидированной коры и "складчатого комплекса", – крупными блоками с различным возрастом становления консолидированной коры и выраженными в рельефе ее кровли в виде положительных и отрицательных структурных форм. Перечень и характеристика латеральных единиц регионального масштаба приведены в таблице 5.11.

5.4.3. База данных и итоговые документы базовой модели нефтегазоносного бассейна

Проблема создания информационной базы для построения объемных геологических моделей осадочных бассейнов рассматривается в рамках получения, обработки и геологической интерпретации многоуровневой информации, необходимой для решения прогнозных задач. Основу для решения этих задач составляют данные, содержащие систематизированную информацию о тектонических и литологических телах, их возрасте, структурных, вещественных и емкостных характеристиках разреза, гидродинамическом режиме флюидосистем, достаточную для реконструкции истории формирования и развития осадочного бассейна и геологических процессов преобразования пород, перераспределения и концентрации минеральных компонентов, образующих месторождения полезных ископаемых. База данных модели нефтегазоносного бассейна состоит из нескольких информационных блоков: геодезического, геологического, геофизического, минерагенического и интерпретационного.

Геодезический блок включает информацию о расположении геологических обнажений, горных выработок, скважин, сейсмических профилей, пунктов геофизических наблюдений, локализации различных видов полезных ископаемых.

Геологический блок аккумулирует данные по стратиграфическому, литологическому и фациальному расчленению изученных разрезов обнажений и скважин, данные о петрофизических свойствах пород, их флюидонасыщении. По скважинам необходима информация о видах проведенных в них исследований ГИС, опробования в ходе бурения и испытания.

Геофизический блок составляют временные разрезы и полевые магнитограммы региональных сейсмических профилей либо сборные профили, составленные из отдельных площадных и детальных профилей, первичные данные ГСЗ-КМПВ (годографы, монтажи сейсмограмм) по трассам региональных профилей, карты геофизических полей (гравитационного, магнитного, электрического, тепловых потоков) и температурных срезов (либо кривые измерения температур в скважинах), а также данные о физических параметрах пород.

Минерагенический блок составляет информация о наличии признаков или скоплениях углеводородов, их качестве, дебите, фильтрационно-ёмкостных параметрах коллекторов, качестве покрышек.

Интерпретационный блок составляет априорная геологическая информация по бассейну и окружающим его территориям, представленная в виде карт и разрезов. Он состоит из нескольких разделов: геофизического, стратиграфического, структурно-вещественного, историко-геологического.

Геофизический раздел. В нем содержатся данные интерпретации геофизических материалов, касающихся строения литосферы, консолидированной коры и осадочного чехла, а также параметров отдельных аномалеобразующих тел. Обязательными документами этого блока являются: а) глубинные разрезы земной коры и верхней мантии; б) структурные карты кровли и подошвы консолидированной коры; в) карты морфологии и параметров аномалеобразующих объектов (соляные тела, интрузии, вулканоплутонические ассоциации пород, пакеты аллохтонных пластин, блоки древних пород внутри молодых складчатых комплексов и др.).

Стратиграфический раздел. Включает документы, содержащие обобщенные данные о стратиграфическом и литолого-стратиграфическом расчленении осадочной толщи бассейна седиментации, а также разрезы по отдельным параметрическим и опорным скважинам, корреляционные схемы по отдельным районам и бассейну в целом с привязкой к ним опорных отражающих горизонтов. Сюда же включаются данные сейсмостратиграфической интерпретации региональных профилей МОГТ. Они представляются в виде неинтерпретированных и интерпретированных вариантов временного сейсмического разреза либо его варианта глубинной миграции и составленной по нему хроностратиграфической профильной схемы. Главными документами стратиграфического раздела являются: а) хроностратиграфическая схема бассейна, увязывающая в единый пространственно-временной каркас всю совокупность сейсмостратиграфических подразделений различного масштаба и показывающая их взаимоотношения с био- и литостратонами, и б) схема сейсмогеологического районирования бассейна с выделением сейсмогеологических областей, зон, подзон, районов.

Структурно-вещественный раздел. Содержит интерпретационные материалы, описывающие структуру бассейна и распределение в нем различных сейсмостратиграфических тел вещественной специализации. Сюда включаются: а) геологическая карта поверхности, а также структурные карты кровли консолидированной коры и структурно-тектонических комплексов, выделяемых в разрезе бассейна; б) тектоническая карта бассейна и окружающих территорий; в) структурные карты по опорным отражающим горизонтам, приуроченным к грани-

http://jurassic.ru/

Таблица 5.11

Структурно-вещественные подразделения «доплитного» и «плитного» комплексов осадочного чехла и консолидированной коры																					
1. Структурно-вещественные комплексы осадочного чехла																					
«Плитные» комплексы осадочного чехла древних и «доплитные» комплексы молодых платформ							Осадочные чехлы седиментационных бассейнов альпийского геотектонического цикла														
структурные бассейны (пространственно совмещенные фрагменты осадочных чехлов седиментационных бассейнов предшествующих геотектонических циклов)			реликтовые бассейны (сохранившиеся в слабо измененном виде осадочные чехлы седиментационных бассейнов предшествующих геотектонических циклов)				бассейнов компенсированного осадконакопления			бассейнов сбалансированного осадконакопления							бассейнов топодепрессий				
складчато-надвиговые	авлакогены (древние) и тафрогены (молодые)	квазиплатформенных впадин	чехлы эпиконтинентальных бассейнов (синеклизы)	многоярусные чехлы внешних прогибов кратонов (пространственно совмещенные чехлы перекратонных и краевых прогибов)	чехлы перикратонных впадин длительного развития (краевые впадины)		континентальных платформ			дейтероорогенных окраин континентов			коллизионных, аккреционных и субдукционно-конвергентных поясов				«океанических» литосферных плит		дивергентных окраин континетов		
сейсмогеологические этажи и структурно-формационные комплексы	сейсмогеологические этажи и структурно-формационные комплексы	сейсмогеологические этажи и структурно-формационные комплексы	сейсмогеологические этажи и структурно-формационные комплексы	сейсмогеологические этажи и структурно-формационные комплексы	сейсмогеологические этажи и структурно-формационные комплексы		эпиконтинентальные бассейны	предгорных прогибов	внутриконинентальных рифтов	квазиплатформенных межгорных впадин	межгорных впадин	предгорных прогибов	окраинных морей, преддуговых и междуговых прогибов	внутренних морей	предгорных тыловых прогибов	предгорных фронтальных прогибов	океанических платформ	океанических поднятий	периконтинентальных прогибов	периконтинентальных подводно-дельтовых систем	междуплитных рифтов
2. Структурно-возрастные и вещественные комплексы консолидированной коры																					
континентальная кора													кора переходного типа				океаническая кора				
разновозрастные структурно-формационные мегакомплексы аккреционных и коллизинных складчатых поясов													островодужная и утоненная континентальная кора								

http://jurassic.ru/

цам сейсмокомплексов (седиментационных комплексов); г) формационные и изопахические карты сейсмокомплексов, на которых выделяются формации аллювиальных и прибрежных равнин, терригенного и карбонатного шельфа, конденсированные серии и толщи заполнения (терригенные, галогенные) топодепрессий, терригенные толщи заполнения врезов и др.; д) литофациальные и изопахические карты седиментационных комплексов.

Историко-геологический раздел. В нем аккумулируют документы, в которых содержатся сведения, характеризующие эволюцию геодинамических обстановок и ход геологических процессов в бассейне. Это различного рода карты и разрезы: а) региональные геологические разрезы и палеотектонические профили по ним; б) мелкомасштабные карты и схемы геодинамического содержания; в) палеогеографические, палеогеоморфологические карты, схемы сейсмофаций с показом рельефа дна бассейна, распределения в нем депоцентров осадконакопления, путей поступления материала в бассейн седиментации.

http://jurassic.ru/

ГЛАВА 6
ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ И ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ МАНТИЙНЫХ ПРОЦЕССОВ И МЕХАНИЗМОВ ОБРАЗОВАНИЯ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ

6.1. Вводные замечания

Данная глава посвящена математическим моделям, применяемым при анализе ОБ. Основное внимание здесь сосредоточено на формулировке математических соотношений, адекватно (согласно современным представлениям) описывающих природные процессы и допускающих численное решение. Сами эти решения и их геологические следствия почти не рассматриваются, так как это потребовало бы значительного увеличения объема книги. Как правило, после изложения общих принципов обсуждается какая-либо одна из большого многообразия имеющихся моделей, только для того, чтобы проиллюстрировать способ приложения соотношений, описывающих отдельные частные процессы, которые в реальной ситуации взаимодействуют одновременно. Результаты в большинстве рассматриваемых здесь моделей могут быть получены лишь с применением компьютерных расчетов, поэтому слова математическое моделирование и компьютерное моделирование часто используются как синонимы.

ОБ являются длительно существующими структурами пониженного рельефа и поэтому представляют собой "естественные ловушки" для вещества, образующегося при разрушении горных поясов и других приподнятых участков суши, а также природной "лабораторией", в которой под действием давления, температуры, химических превращений и времени это вещество превращается в породу. Сложность геологических систем, как правило, исключает точное аналитическое решение соответствующих задач, и поэтому для получения адекватных результатов необходимо проводить численные расчеты с использованием быстродействующих компьютеров. Компьютерное моделирование интенсивно развивалось в течение последних 30 лет, и сегодня оно является одним из основных исследовательских методов в разных областях науки, в том числе и в геологии. Существует несколько традиционных научных направлений, изучающих разные аспекты протекающих в ОБ процессов, такие как: тектоника, геодинамика, гидрология, седиментология, механика пород, геохимия, но только комплексные исследования позволяют надеяться на значительный успех при моделировании механизмов формирования бассейна в целом. В последнее время получено множество результатов изучения разных ОБ, и поэтому появилась возможность сопоставлять их между собой. Каждый ОБ обладает своей спецификой строения, эволюции и степени изученности. Эти три особенности и определяют набор применяемых методов и подходов моделирования. Однако для сопоставления важно, чтобы исходные принципы моделирования разных ОБ были общие.

Все модели делятся по методу моделирования на **прямые** (forward) (по заданным уравнениям и набору начальных и граничных условий строится решение "вперед во времени") и **обратные** (inverse) (по заданным результатам определяется процесс "назад во времени"). Все задачи в геологии обратные, однако построить обратную модель гораздо сложнее, чем прямую, и поэтому обратные задачи часто решаются путем многократного решения прямой задачи с варьирующими начальными и граничными условиями.

Все приемы моделирования ОБ можно разделить на (а) структурные и кинематические реконструкции и (б) модели процессов (механические, термические, гидрологические, геохимические, физико-химические, седиментологические и др.). При этом выделяются задачи восстановления истории погружения, тектоники, термического развития, процессов генерации и миграции углеводородов, истории формирования и разрушения ловушек нефтии газа. Схема, показывающая взаимоотношение разных методов моделирования, исходных данных и результатов приведена на рис. 6.1.

http://jurassic.ru/

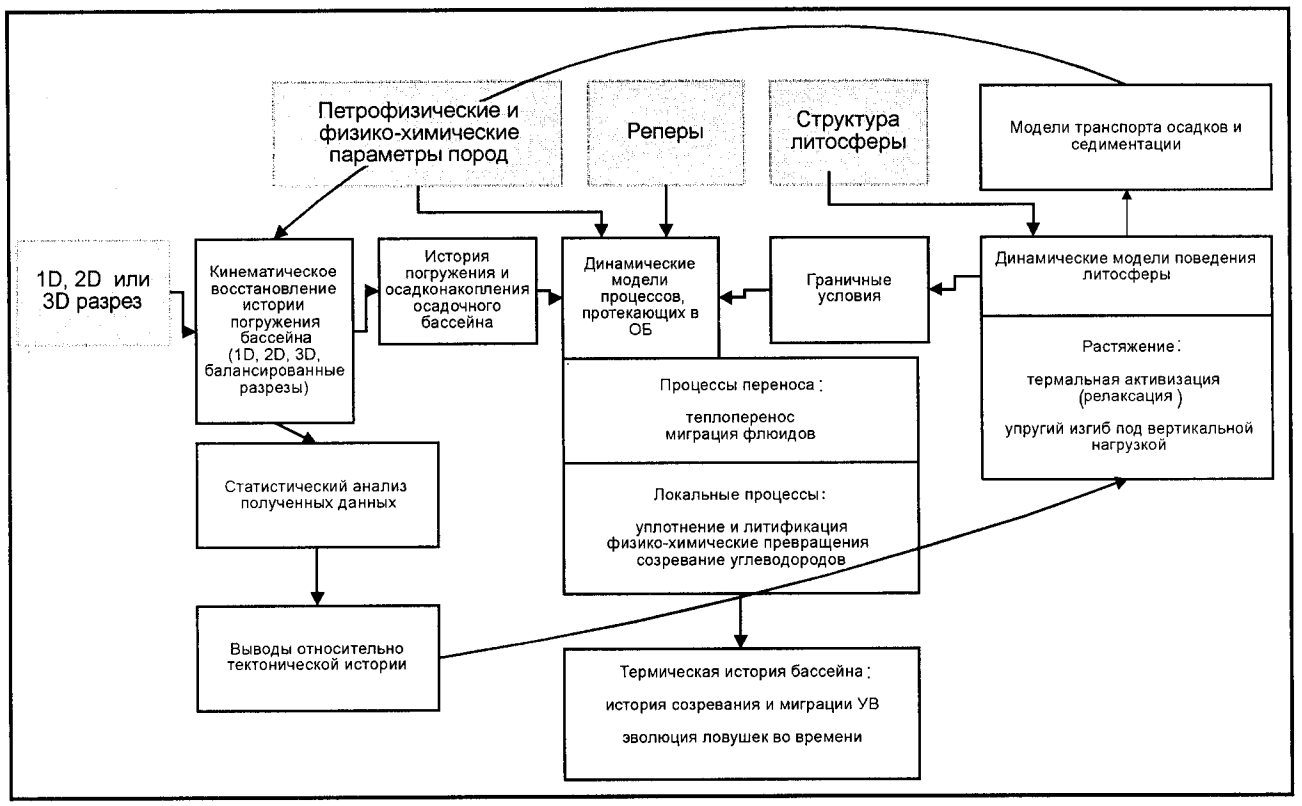


Рис. 6.1. Блок-схема, показывающая взаимоотношение различных методов моделирования осадочных бассейнов [Ершов, 1997]. Затенением показаны исходные данные

По месту, где происходят процессы, определяющие эволюцию ОБ, их можно разделить на три группы:

1) процессы в литосфере: реакция литосферы на приложенные напряжения, теплоперенос, фазовые превращения вещества;

2) поверхностные процессы (в первую очередь осадконакопление): эрозия, перенос и осаждение обломочного материала, образование и накопление хемогенных и биогенных осадков;

3) процессы в осадочном чехле: механические процессы (образование складок, надвигов, сбросов, диапиров), процессы тепломассопереноса (теплоперенос и миграция флюидов), локальные физико-химические превращения, в основном объединяемые понятием литогенез.

Последняя группа процессов представляет наибольший интерес, однако модели первых двух групп также необходимы, так как именно они определяют вещество и структуру бассейна, а также граничные и начальные условия для процессов третьей группы.

Необходимым исходным элементом моделирования почти всегда является реконструкция истории погружения фундамента ОБ. Поэтому глава начинается с обсуждения этой проблемы, ее современного состояния и путей совершенствования. Далее обсуждается модель конвекции мантии как основы для геодинамического анализа ОБ и наиболее популярные геодинамические модели погружения бассейнов. Завершит главу обзор состояния моделирования процессов, протекающих в ОБ, с упором на методы реконструкции движения флюидов и эволюции флюидосистем, а также описание некоторых нетрадиционных моделей погружения ОБ, разработанных авторами.

6.2. Реконструкция истории погружения осадочного бассейна

Впервые качественный график истории погружения ОБ был использован П. Лемуаном (рис. 6.2) для Парижского бассейна [Lemoine, 1911]. В 30-40х годах аналогичные графики использовал С.Бубнов. Данный подход широко практиковался в нашей стране, начиная с тридцатых годов (построение эпейрогенических кривых). Однако массовому использованию метода препятствовало, главным образом, отсутствие абсолютной геохронологической шкалы. Развитие микропалеонтологии и техники абсолютных датировок стратиграфических подразделений позволило преодолеть это препятствие, что дало возможность перейти от качественных диаграмм к количественным графикам погружения бассейна. Для характеристики данного количественного подхода был предложен термин геоисторический анализ [Van Hinte, 1978]. Развитие компьютерных технологий позволило автоматизировать эту процедуру. Кроме того,

http://jurassic.ru/

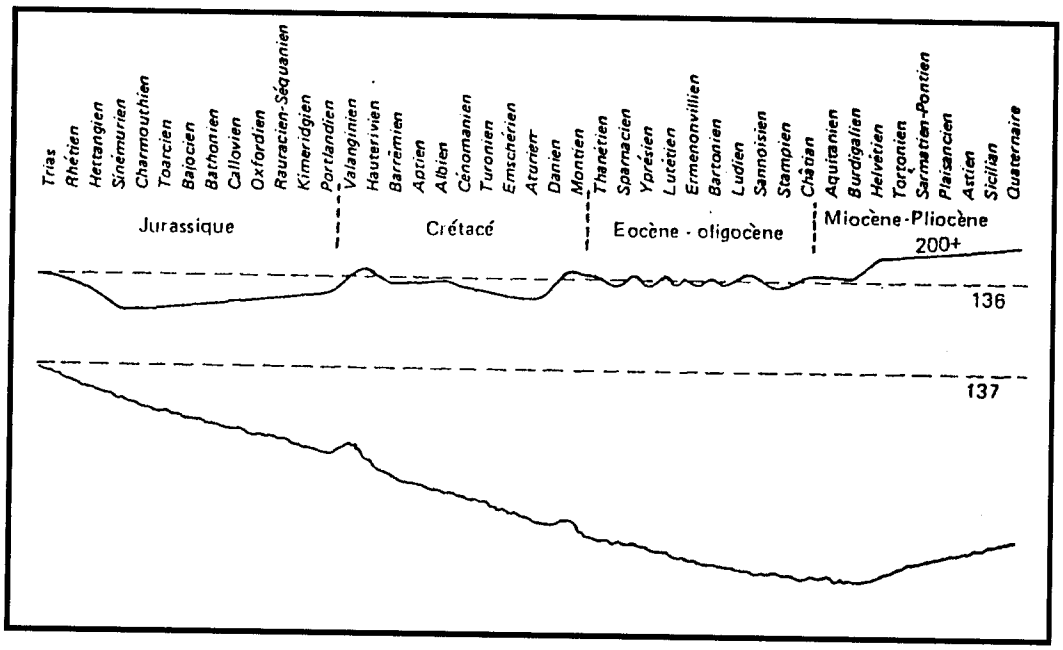


Рис. 6.2. Кривая погружения Парижского бассейна [Lemoine, 1911]

стала вводиться поправка на уплотнение пород с глубиной. В компьютерном варианте техника восстановления истории погружения по данным бурения с использованием процедуры последовательного снятия слоев и введением поправки на уплотнение пород была впервые использована в работе [Steckler, Watts, 1978] и затем усовершенствована в [Sclater, Christie, 1980]. В последние десятилетия этот метод получил широкое распространение и стал необходимой операцией при изучении практически любого ОБ. Эта технология была распространена на двухмерный и трехмерный случаи.

Параллельно этому развивались некоторые другие методы структурного анализа, такие, например, как построение сбалансированных разрезов, применявшихся к орогенным областям. Однако общие принципы, использованные в этих методиках, оказалось возможным применить и при структурных реконструкциях ОБ. Здесь все эти методы объединены под общим названием кинематического анализа ОБ, подразумевая под ним реконструкцию истории погружения ОБ и накопления осадочных толщ на основании его современной структуры (геометрии) и стратиграфии чисто кинематическим (геометрическим) путем. Обзор кинематических методов приведен в работе [Ершов, 1999].

6.2.1. Общий принцип кинематического анализа

Характерной чертой осадочного чехла является его слоистая структура, которая представляет собой запись процесса образования чехла, так называемую осадочную летопись. Расшифровав данную летопись, можно восстановить историю погружения ОБ.

В первом приближении принимается, что в образовании осадочной "летописи" участвуют три основных фактора: 1) тектонические движения земной коры, приводящие к образованию рельефа, определяющего процессы эрозии и седиментации; 2) эвстатические колебания уровня моря; 3) процессы размыва, переноса и отложения материала. В качестве основы можно принять следующую "кинематическую" модель образования осадочной летописи. Погружение и эвстатические колебания уровня моря создают пространство, которое в дальнейшем может быть заполнено осадками (аккомодационное пространство). Характер и скорость заполнения аккомодационного пространства определяется процессами осадконакопления, в свою очередь зависящими от поступления осадочного материала.

Для расшифровки осадочной летописи следует разделить три вышеуказанных фактора. Иногда это возможно; иногда – нет. Особенно это относится к первым двум факторам: тектоническому и эвстатическому. Это разделение возможно при выполнении двух условий. Во-первых, если величина тектонических движений значительно превосходит величину эвстатических колебаний уровня моря, то последние могут рассматриваться как "поправка" к истории погружения, восстановленной с учетом только тектонического фактора. Во-вторых, если осадконакопление является скомпенсированным (то есть осадки заполняют аккомодационное пространство сразу после его образования), то оно уже не является независимой величиной и становится функцией тектонических движений.

Основной принцип реконструкции истории погружения ОБ достаточно прост на качественном уровне:

http://jurassic.ru/

снимая последовательно слой за слоем, мы приводим разрез к виду, существовавшему в прошлом. При этом учитываются следующие положения [Ершов, 1999]:

а) геологический разрез описывается как последовательность слоев, а история погружения как последовательность этапов развития. Для осуществления возможности перехода от одного описания к другому необходимо перевести данные исходного геологического разреза с языка "слоев" на язык "этапов развития", т.е. установить датировки границ, выделить перерывы в осадконакоплении и этапы эрозии;

б) для срезанных (полностью или частично) слоев необходимо оценить величину эрозии;

в) гипсометрическое положение верхней границы осадочной толщи в каждый из моментов прошлого устанавливается на основании данных по эвстатическим колебаниям уровня Мирового океана и по палеоглубинам бассейна;

г) породы при погружении уплотняются под весом вышележащих слоев;

д) совмещение геологической летописи ОБ с линейной абсолютной временной шкалой позволяет измерять амплитуды и скорости погружения, а также использовать полученные данные как для графического представления, так и для численного моделирования геологических процессов.

6.2.2. Исходные данные

Исходными данными при проведении одномерного геоисторического анализа служат: 1) современный геологический разрез (порядок залегания слоев, их мощность, глубина залегания и литологический состав), 2) перерывы и несогласия, присутствующие в разрезе, 3) абсолютные датировки геологических границ, 4) определения палеоглубин бассейна, 5) соотношения, описывающие уплотнение пород с глубиной.

Для определения возраста используется единая хроностратиграфическая шкала, например шкала геологического времени В.Харланда [Harland et. al., 1989], отдельные части которой (границы подразделений) постоянно уточняются. Неточности в корреляции региональных подразделений с международными геохронологическими единицами часто не позволяют использовать единую шкалу для всех интервалов времени. В таких случаях используются радиометрические определения возраста для местных стратиграфических подразделений.

При интерпретации перерывов и несогласий важно определить, какой процесс имел место в это время – перерыв в осадконакоплении (отсутствие осадконакопления) или эрозия. В случае эрозии необходимо оценить величину эрозии (глубину размыва). Перерыв в осадконакоплении вводится в разрез как слой с нулевой мощностью; эрозия – как слой с отрицательной мощностью, величина которой равна амплитуде эрозии. Это, во-первых, приводит к единообразию в задании исходных параметров, во-вторых, позволяет строить двухмерные разрезы с частично эродированными слоями геометрически и, в-третьих, оказывается удобным при восстановлении мощности размытых отложений.

Учет состава и свойств отложений необходим для того, чтобы ввести поправку на уплотнение породы при погружении. При этом возможны два случая: либо задается закон уплотнения для каждого слоя, определяемый на основании скважинных замеров пористости, либо закон уплотнения слоя рассчитывается на основании литологического состава слоя. В простейшем варианте предполагается независимость уплотнения каждой литологически простой составляющей породы слоя от присутствия других составляющих. В общем случае, это предположение не выполняется, но оно может быть принято в качестве первого приближения. При этом осредненная литологическая характеристика слоя может быть выражена через процентное содержание основных типов пород – алевролитов, аргиллитов, глин, песчаников, конгломератов, доломитов, известняков, мергелей, гипсов (ангидритов), солей, туфов и др. Подробнее поправка на уплотнение будет рассмотрена далее.

6.2.3. Палеоглубины

Одну из основных трудностей представляет определение палеоглубин ОБ. Необходимость учета этого фактора очевидна, однако глубина морского бассейна в общем случае до сих пор не поддается определению с необходимой для моделирования точностью.

Непосредственно в расчетах участвует не палеоглубина бассейна, а величина, называемая альтитудой поверхности осадконакопления (АПО, *ssa*) – это тот уровень, по которому выравнивается верхний слой палеоразреза (рис. 6.3). Однако палеоглубина бассейна не может быть оценена из геологических данных, и для ее оценки используются две другие величины: уровень моря (*sl*) и глубина ОБ(*d*) (см. рис. 6.3). Они связаны простейшим соотношением $ssa=sl+d$, где ось глубин считается направленной вниз.

Уровень моря, выраженный в отклонении от современного, берется по одной из кривых эвстатических колебаний уровня Мирового океана, если это был открытый бассейн, или по региональной кривой изменения уровня моря для закрытого бассейна. Причем следует брать сглаженную кривую, учитывающую циклы не выше третьего порядка, так как циклы высшего порядка имеют не эвстатическую, а скорее тектоническую природу. Иногда при отсутствии информации приходится пренебрегать эвстатическими колебаниями, так как при интерполяции могут получиться ошибочные результаты.

Глубина бассейна оценивается по сумме геологических и палеонтологических данных. Как правило, не-

http://jurassic.ru/

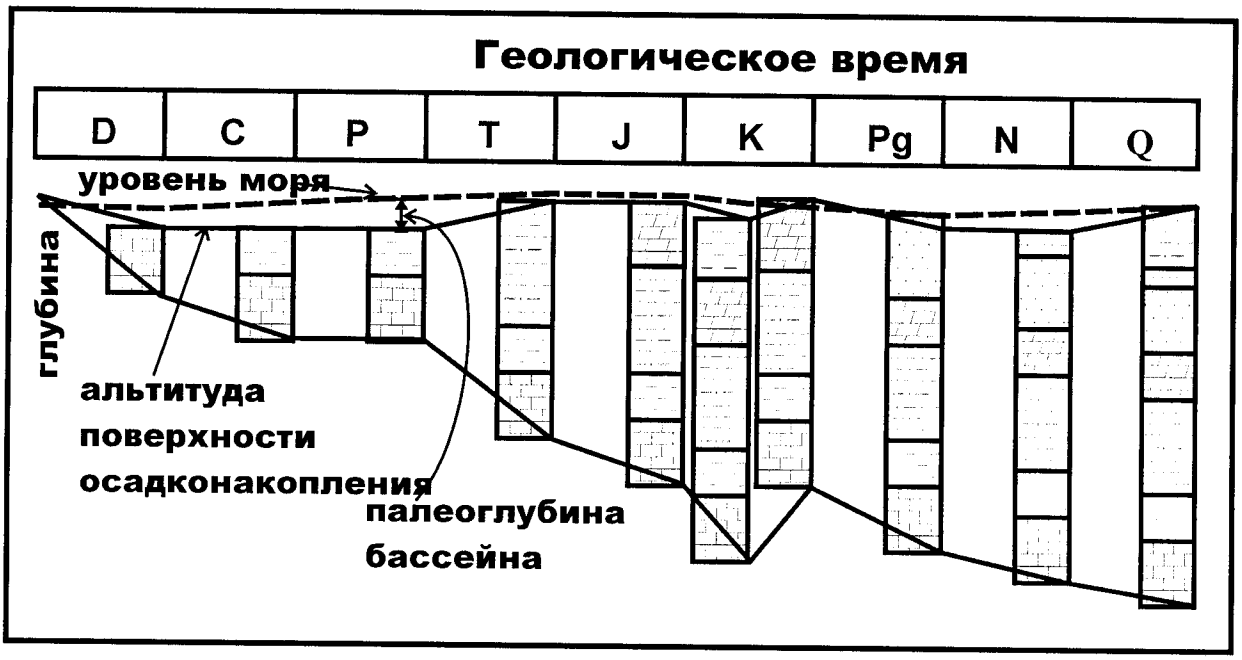


Рис. 6.3. Иллюстрация одномерной процедуры восстановления истории погружения по скважинным данным путем последовательного снятия слоев с учетом эвстатических колебаний уровня моря и палеоглубин бассейна

возможно оценить глубину бассейна на протяжении всей его истории. Оценки даются для отдельных моментов и затем интерполируются на разделяющие их отрезки времени. Можно интерполировать либо величину глубины бассейна, либо АПО. В первом случае, ввиду указанной выше зависимости, АПО (а вслед за ней и граница фундамента) будет колебаться вместе с эвстатическими колебаниями уровня моря, что является очевидным артефактом. Осмысленная картина получается только в случае интерполяции АПО, непосредственно заложенной в расчетах, а не палеоглубины бассейна [Ершов, 1999].

6.2.4. Уплотнение пород с глубиной

Породы в процессе захоронения уплотняются под воздействием литостатического давления; при этом их объем сокращается за счет уменьшения объема пор. Степень уплотнения определяется многими факторами: начальной пористостью, упаковкой зерен породы, литологическим составом, глубиной захоронения, избыточным давлением поровой жидкости, процессами диагенеза и катагенеза и др. Однако имеется возможность использовать закономерности уменьшения пористости с глубиной для разных типов пород, определяемые статистически – на основании большого количества измерений по скважинным данным.

Существуют несколько феноменологических моделей уплотнения пород. Наиболее применяемая из них, впервые использованная еще в работе [Athy, 1930] и теоретически обоснованная в [Korvin, 1984], предполагает экспоненциальное уменьшение пористости $\varphi(z)$ при увеличении нагрузки, что приводит к эмпирическому соотношению для $\varphi(z)$ вида:

$$\varphi(z) = \varphi(0) \cdot e^{-\frac{z}{B}}, \qquad (1)$$

где z – глубина залегания, $\varphi(0)$ – пористость на поверхности, B – масштабный фактор уменьшения пористости с глубиной; эти параметры зависят от литологического состава и должны быть определены на основании реальных данных бурения.

М.Стеклер и Э.Уотс [Steckler, Watts, 1977], воспользовавшись методом наименьших квадратов, из скважинных измерений получили поверхностную пористость и масштабный фактор для основных литологических типов пород. Параметры, полученные этими авторами, получили широкое распространение. Однако существует достаточно много данных по другим регионам, не согласующихся с ними (и в частности наши собственные результаты по Предкавказью [Ershov et al., 1998] и Западной Сибири). Как правило, кривые Склэйтера-Кристи дают завышенные значения пористости в верхних частях разреза. Это объясняется тем, что указанные авторы использовали для расчетов данные по скважинам, пробуренным на Североморском шельфе, без учета данных по континентальным областям.

Экспоненциальная зависимость не является единственно возможной [Ершов, 1997]. В качестве одной из альтернатив можно использовать линейную зависимость. Следует отметить, что феноменологические законы уплотнения для разных регионов не одинаковы, а

http://jurassic.ru/

имеют некоторый разброс [Лидер, 1986]. Поскольку все эти зависимости статистические, то предпочтение следует отдать той, которая наилучшим образом соответствует реальным данным по исследуемому региону. В идеале необходимо иметь для каждого региона свои кривые уплотнения для основных типов пород.

Для составной породы производится раздельное вычисление по каждой составляющей и суммирование с весами, определяемыми их процентным содержанием.

$$\varphi(z) = \sum_{i=1}^{N} c_i \varphi_i(z), \qquad (2)$$

причем

$$\sum_{i=1}^{N} c_i = 1. \qquad (3)$$

Необходимо учитывать, что изменение объема породы может быть связано не только с уплотнением, но также и с физико-химическими превращениями, связанными с различными формами и трендами литогенетических преобразований, сопровождающимися изменением объема минеральной части породы. Примерами таких процессов могут служить переход гипса в ангидрит и смектита в иллит. В нулевом приближении можно считать, что эффект фазовых переходов в глинах учитывается при статистическом подборе параметров уплотнения глин. Эффект перехода гипс-ангидрит можно учесть, предположив, что уменьшение объема происходит линейно в интервале глубин 1.0-1.5 км.

Преобразования в осадочном чехле, происходящие при погружении осадков, связаны, как правило, с реакциями дегидратации и сопровождаются выделением большого количества воды, что, в свою очередь, приводит к возникновению аномальных давлений поровой жидкости. Последний фактор служит своеобразным буфером, так что уплотнение породы происходит не "мгновенно" по достижении требуемых давлений и температур, а оказывается растянутым по интервалам времени и глубин, определяемым возможностью поровой жидкости покинуть породу.

Феноменологический закон, описывающий уплотнение в зависимости от нагрузки, верен только статистически. Это означает, что в каждом конкретном случае пористость реальных пород может отличаться от пористости рассчитанной на основании этого закона. Для более точной оценки необходимо моделировать сам процесс уплотнения. Для этого необходимо количественно реконструировать температурную историю региона, направления и величины потоков флюидов во времени, кроме того, должна быть принята удовлетворительная количественная модель процессов, определяющих уплотнение породы (переупаковка зерен породы, растворение под давлением на межзерновых контактах и растворение/осаждение на свободной поверхности зерен). Эта задача очень сложна. Более подробно она будет рассмотрена в следующих разделах.

6.2.5. Одномерная история погружения с поправкой на уплотнение пород

Зная зависимость пористости от глубины и современный разрез осадочной толщи (последовательность залегания слоев, их мощность, глубину залегания и литологический состав) и применяя процедуру "обратного снятия" и разуплотнения слоев, описанную ниже, можно определить палеоразрезы в любой из моментов истории формирования ОБ (см. рис. 6.3).

На основании феноменологической зависимости пористости от эффективной нагрузки, современной мощности и максимальной нагрузки на слой за историю развития ОБ можно вычислить некоторую "приведенную мощность слоя" – величину, характеризующую количество твердого вещества и неменяющуюся при уплотнении: это может быть либо мощность полностью уплотненной породы, либо мощность породы, приведенной к поверхностной пористости. Для этого необходимо снимать слой за слоем и приводить разрез к виду, существовавшему в геологическом прошлом, вводя при этом поправку на уплотнение породы с глубиной. Таким образом, можно найти максимальную глубину залегания слоя в течение геологической истории (ввиду возможности эрозии это не обязательно современная глубина) и на основании этого определить ее приведенную мощность. После этого вычисляется пористость и, соответственно, мощность слоя на любой глубине и воспроизводится история погружения, "откладывая" слой за слоем и "уплотняя" их в соответствии с законом уплотнения.

Пронумеруем слои снизу вверх. Подошва самого нижнего слоя получает номер 1, современная поверхность – N. Обозначим через $z_j(t)$ положение границы j в момент времени t, $\Delta z_j(t)$ – мощность слоя j в момент времени t.

Будем использовать обобщенное понятие слоя, соответствующее интервалу времени (этапу в развитии бассейна). При этом допускаются слои нулевой мощности, соответствующие периодам перерывов в осадконакоплении, и слои отрицательной мощности, соответствующие периодам эрозии. В этом случае можно установить однозначную связь разреза и истории бассейна. Современный обобщенный разрез задается через положение границ (подошв) слоев $z_j(t_N)$ и соответствующего времени "образования" границы t_j, $j=1..N$, современность соответствует моменту t_N. Сумма мощностей всех слоев равна полной мощности реального наблюдаемого разреза, однако мощности отдельных слоев могут различаться, так как введение слоев отрицательной мощности вызывает соответствующее увеличение мощности нижележащего слоя (слоев). Чтобы ввести поправку на уплотнение, необходимо уметь рассчитать мощность слоя в зависимости от глубины залегания.

Предположим, что пористость однозначным образом зависит от максимальной глубины, на которой на-

http://jurassic.ru/

ходилась порода за свою историю (этому предположению удовлетворяет любой из феноменологических законов уплотнения, рассмотренных выше). Если считать, что пористость зависит от реальной глубины залегания, а не от максимальной, то при эрозии должно было бы происходить разуплотнение нижележащих пород, что не согласуется с наблюдениями (отмечается некоторое "упругое" разуплотнение, однако оно невелико).

Из условия сохранения вещества имеем:

$$(1-\varphi(z_1))\delta(z_1) = (1-\varphi(z_2))\delta(z_2), \qquad (4)$$

где $\delta(z)$ – мощность элемента, достаточно малого для того, чтобы его можно было считать равномерно уплотненным. Таким образом, мощность малого элемента на глубине z выражается через его мощность при нулевой глубине (пористость равна поверхностной) или через его мощность при нулевой пористости (большая глубина):

$$\delta(z) = \frac{1-\varphi(0)}{1-\varphi(z)}\delta(0) = \frac{1}{1-\varphi(z)}\delta(\infty) \qquad (5)$$

Для удобства вычислений определим "приведенную" мощность слоя, равную мощности слоя при нулевой пористости и характеризующую количество вещества породы, содержащегося в слое. Для малого элемента имеем:

$$\delta z(z) = \frac{\delta^{пр}}{1-\varphi(z)},\ \delta^{пр} = (1-\varphi(z))\delta z \qquad (6)$$

Мощность слоя конечной толщины, кровля которого находится на глубине z, определяется его разбиением на малые составляющие и последующим суммированием. Эти соотношения решаются с помощью итерационной процедуры или последовательным суммированием малых элементов. Аналогично "приведенная" мощность слоя выражается через наблюдаемую. Использование конкретных видов законов уплотнения, например экспоненциального или линейного, иногда позволяет существенно упростить соотношения.

На первом этапе приведенная мощность слоя определяется на основании его мощности в современном разрезе и максимальной глубины залегания слоя за всю его историю. Если не принимать во внимание возможность эрозии, то можно принять, что современные глубины залегания соответствуют максимальным. Однако при наличии эрозии это будет не так. В этом случае максимальные глубины слоев определяются в результате последовательного снятия слоя за слоем.

На основании восстановленных приведенных мощностей слоев $\Delta^{пр}$i и продолжительности этапов их отложения теперь можно воспроизвести историю погружения в прямой последовательности.

Глубина подошвы слоя j в момент времени t_i – $z_j(t)$ определяется следующим выражением [Ершов, 1999]:

$$z_j(t_i) = ssa(t_i) + \sum_{n=j}^{i-1} \Delta z_n(t_i), \qquad (7)$$

где $\Delta z_n(t_i)$ – мощность слоя n в момент t_i, $ssa(t)$ – альтитуда поверхности осадконакопления, $z_{max,j}(t_i)$ – максимальная глубина погружения границы j к моменту t_i. Откладывая последовательно слой за слоем, начиная с момента t_1, и запоминая максимальные глубины погружения каждого слоя, получаем набор палеоразрезов.

Между моментами t_i производим линейную интерполяцию и определяем положение подошвы слоя j в любой момент времени.

Таким образом, мы получаем упоминавшуюся выше эпейрогеническую кривую, но только с учетом уплотнения пород и эрозии. Примеры восстановленной истории погружения с учетом и без учета палеоглубин и уплотнения представлены на рис. 6.4 и 6.5

6.2.6. Тектоническое погружение

Полученная описанным выше способом кривая отражает историю погружения фундамента, на ее основании можно вычислить некоторые другие характеристики. Наиболее важная из них – это тектоническое погружение.

Известно, что общее погружение фундамента есть результат действия двух факторов: первый – термомеханические процессы (эндогенный фактор); второй – нагрузка вышележащих толщ (экзогенный фактор). В англоязычной литературе для термомеханической компоненты общего погружения прочно закрепился термин тектоническое погружение (tectonic subsidence).

Традиционно используются два типа тектонического погружения, по-английски обозначаемых терминами air-loaded и water-loaded. Геологический смысл этих величин прост: погружение фундамента при гипотетическом отсутствии осадков – в континентальных условиях в первом случае и в подводных условиях во втором. В первом случае нагрузка осадков полностью исключается (заменяется атмосферным давлением), во втором она заменяется весом водного столба.

Тектоническое погружение первого типа (air-loaded) представляет собой тектоническую (термомеханическую, эндогенную) составляющую погружения в чистом виде и, следовательно, точно соответствует значению термина. В дальнейшем термин тектоническое погружение используется в его первом значении.

Для получения величины тектонического погружения необходимо определить, какая часть погружения обусловлена нагрузкой осадков. Вес осадков поддерживается либо только за счет выталкивающей (архимедовой) силы на границе литосфера-астеносфера,

http://jurassic.ru/

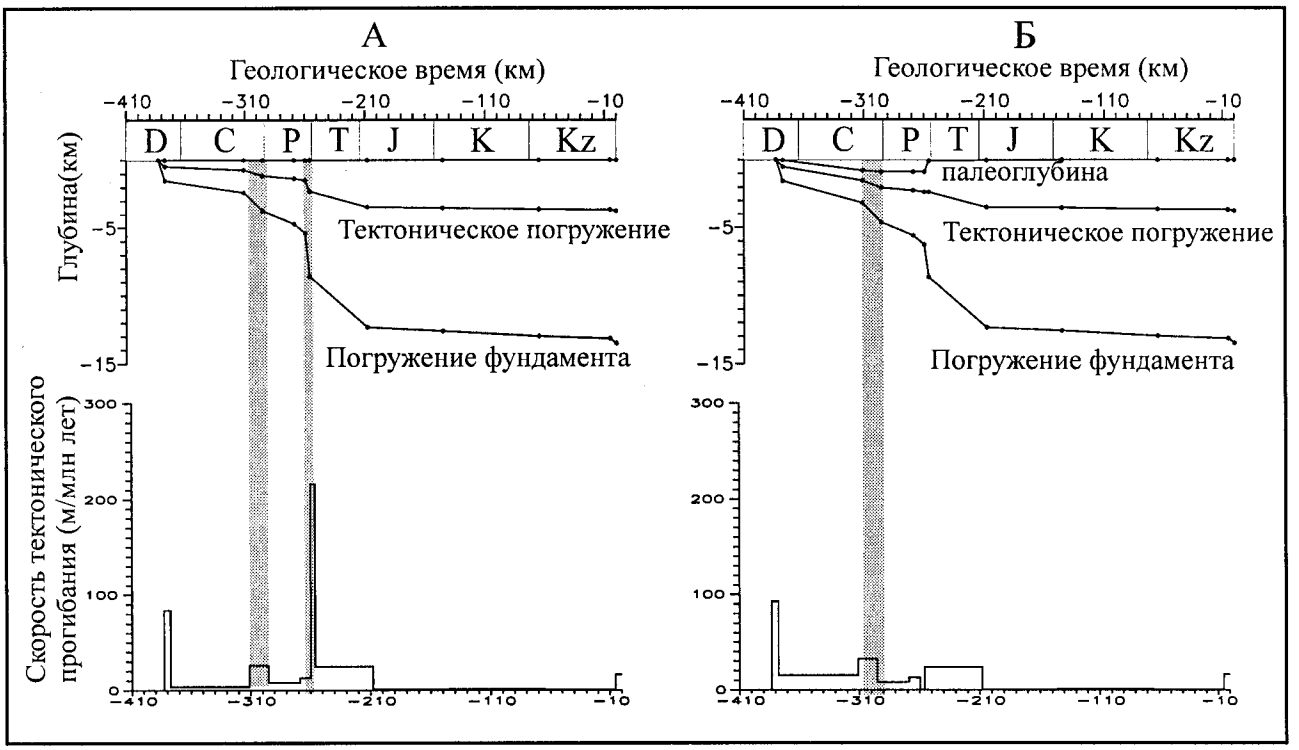


Рис. 6.4. Одномерная история погружения, восстановленная без учета палеоглубин бассейна (А) и с их учетом (Б), по [Коротаев, 1998]. Сводный разрез центра Прикаспия

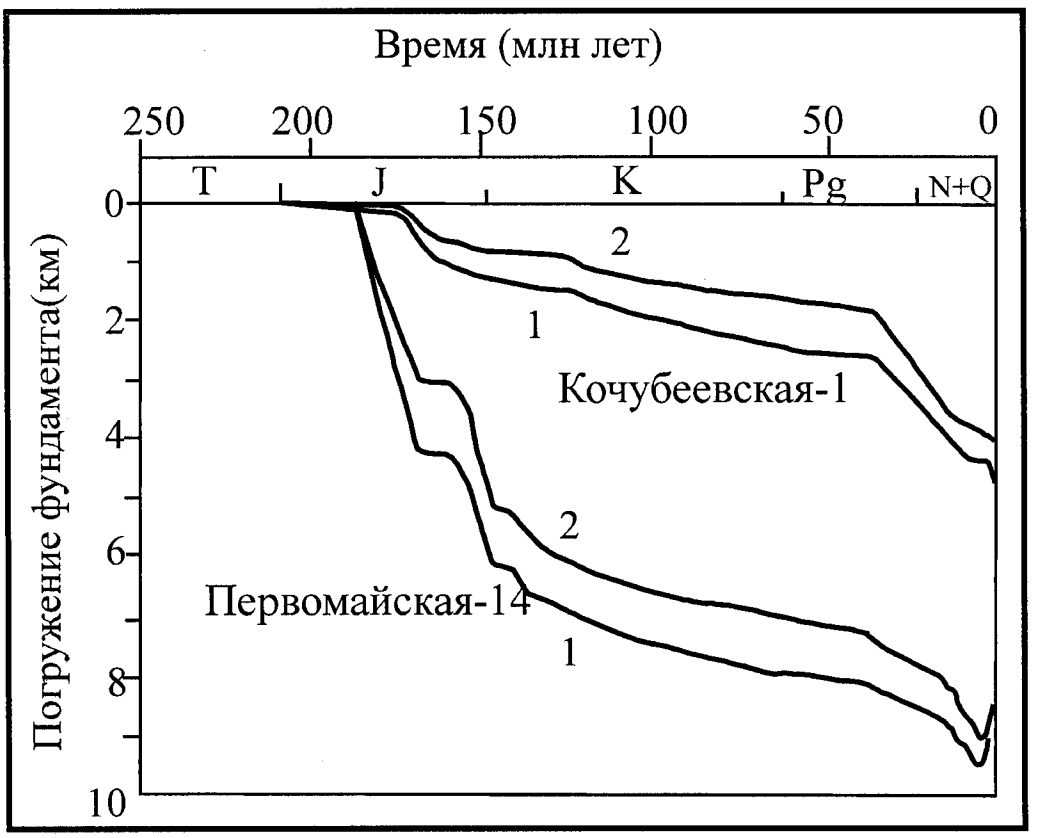


Рис. 6.5. Кривые погружения фундамента для скважин Кочубеевская-1 и Первомайская-14 (Восточное Предкавказье), построенные без учета (1) и с учетом (2) поправки на уплотнение пород, по [Болотов, 1996].

http://jurassic.ru/

либо дополнительно к ней также за счет упругости литосферы. В зависимости от действия каждого из этих механизмов выбирается модель изостатической компенсации вертикальной нагрузки – локальной или региональной.

При локальной изостазии вес осадков должен быть равен весу "вытесненной жидкости" – астеносферы, и, таким образом, тектоническое погружение равно:

$$\Delta z_{tect} = \Delta z_{total}\left(1-\frac{\langle\rho_{sed}\rangle}{\rho_{ast}}\right) = \Delta z_{total}\left(1-\frac{\int\rho(z)dz}{\Delta z_{total}\cdot\rho_{ast}}\right), \quad (8)$$

где ρ_{sed} – средняя плотность осадков (включая водную толщу), ρ_{ast} – плотность вещества астеносферы на границе литосфера-астеносфера (на глубине изостатической компенсации).

Плотность осадков в зависимости от пористости определяется выражением

$$\rho(z) = \varphi(z)\cdot\rho_w + (1-\varphi(z))\cdot\rho_m\ , \quad (9)$$

где ρ_w – плотность воды, ρ_m – плотность минеральной матрицы породы.

В случае региональной изостазии часть погружения, вызванная нагрузкой осадков, определяется из решения уравнения изгиба тонкой упругой пластины, плавающей на поверхности жидкости (астеносферы) с плотностью ρ_{ast}:

$$D\cdot w^{IV} + \rho_{ast}\cdot g\cdot w = <\rho_{sed}>\cdot g\cdot\Delta z_{total} = \int\rho(z)\cdot g\cdot dz\ , \quad (10)$$

Здесь D – жесткость пластины на изгиб, $w(x)$ – вертикальное смещение пластины, вызванное нагрузкой осадков, интеграл в правой части представляет собой вес колонки осадков. Тектоническое погружение определяется вычитанием из полного погружения величины вертикального отклонения w, связанного с весом осадков

$$\Delta z_{tect} = \Delta z_{total} - w \quad (11)$$

Важность тектонического погружения определяется тем, что оно характеризует тектонические процессы в "чистом" виде, что позволяет использовать его для качественной интерпретации тектонической истории ОБ. К настоящему времени получены характерные виды кривых тектонического погружения для различных типов ОБ: бассейнов растяжения [McKenzie, 1978; Royden, Keen, 1980], передовых прогибов [Beaumont, 1981],бассейнов пассивных окраин [Steckler, Watts, 1982], внутрикратонных бассейнов [Quinlan, 1987] и др. Показано, что для каждого из типов бассейнов седиментации характерен свой вид кривой тектонического погружения (рис. 6.6) [Angevine et al., 1990]. Поэтому, сравнивая кривую тектонического погружения, полученную по реальному разрезу конкретного региона с "эталонными" кривыми, можно выделить те или иные тектонические этапы в его развитии. Кроме этого, тектоническое погружение может быть использовано в качестве репера при построении тектонических и термических моделей эволюции литосферы [Галушкин, 1998].

Еще одним важным параметром является скорость тектонического погружения (см. рис. 6.4), характеризующая интенсивность тектонических процессов. Она удобна при корреляции событий в различных областях, сопоставлении их интенсивности и последовательности во времени.

6.2.7. Двухмерный и трехмерный анализ истории погружения

6.2.7.1. Двухмерные реконструкции

Следующим естественным шагом является переход от одномерных к двухмерным реконструкциям. При этом в качестве "осадочной записи" берется геологический разрез, построенный на основании нескольких скважин или сейсмического профиля (или комбинации того и другого), остальные исходные данные – те же, что и в одномерном моделировании. Основной результат – двухмерные палеоразрезы в любой произвольно выбранный момент времени.

Самый простой путь осуществить двухмерные реконструкции – это разбить разрез на "псевдоскважины" (рис. 6.7), по каждой из них выполнить одномерную реконструкцию и произвести обратное преобразование к двухмерной конфигурации [Ершов, 1999].

Эта методика приемлема при отсутствии существенных горизонтальных движений и разрывов сплошности среды. Но бывают случаи, когда такой псевдодвухмерный подход оказывается затруднительным, например, когда существенную роль в развитии ОБ играли сдвиги по разломам (не вертикальным), или имело место сжатие с образованием складок. В этих случаях необходимо использовать собственно двухмерные методики и алгоритмы.

6.2.7.2.Оценка величины эрозии и палеобатиметрии

В некоторых случаях даже псевдодвухмерные реконструкции позволяют получить результаты, недостижимые при одномерных реконструкциях, в частности возможность восстановления размытых мощностей, исходя из геометрии разреза, и определения палеобатиметрии по форме клиноформ.

Если первичная мощность слоя была выдержана по простиранию (или подчинялась какой-нибудь простой закономерности, например, линейно убывала), а потом в некоторый интервал времени часть слоя была срезана (как следствие его изгиба, моноклинального подъема или врезания в толщу речной долины), то на осно-

http://jurassic.ru/

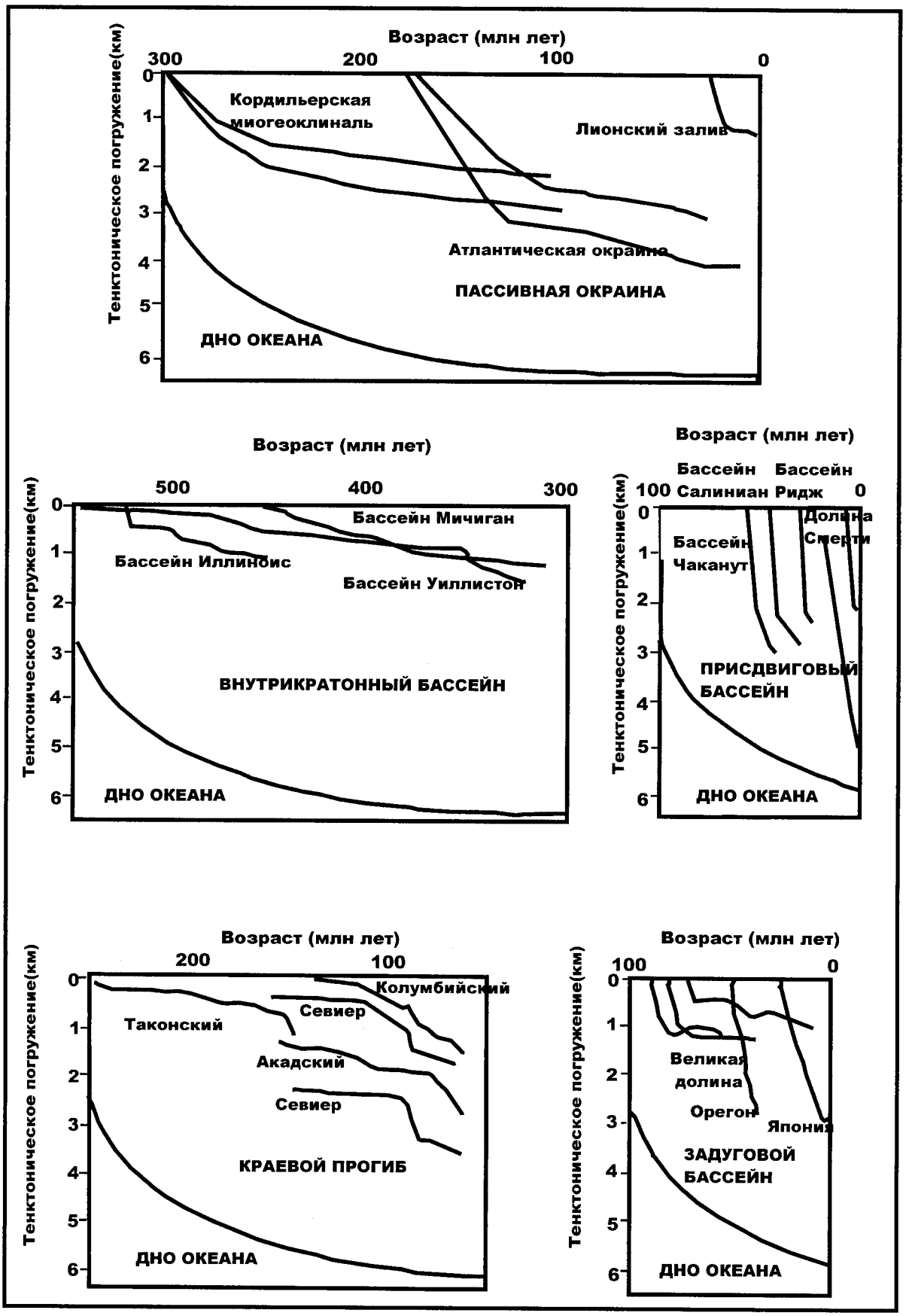


Рис. 6.6. Характерные виды кривых тектонического погружения для различных типов бассейнов по [Angevine et al., 1990]

http://jurassic.ru/

вании мощности оставшейся части слоя можно восстановить его исходную мощность (рис. 6.8 и 6.9) путем простой интерполяции мощности несрезанной части.

При существовании в осадочной толще клиноформ по их геометрии определяется глубина моря (рис. 6.10 и 6.11). Клиноформа имеет шельфовую часть, склоновую и донную. Разница глубин между шельфовой и донной частями и составляет глубину моря. Шельфовую часть можно считать расположенной горизонтально. Так как промежуток времени, в течение которого происходит отложение клиноформы, сравнительно невелик по сравнению с временем тектонических процессов и горизонтальные размеры клиноформы значительно меньше, чем характерная длина волны тектонического погружения, то допускается, что за время отложения 1-2 клиноформ в обычном случае не происходит существенной деформации разреза и, таким образом, на основании положения шельфовой части последующих клиноформ определяется размытая мощность данной клиноформы [Ершов, 1999].

6.2.7.3. Учет разрывных нарушений и складкообразования

Обычно в ОБ горизонтальные перемещения, аккомодируемые за счет образования складок, небольшие и ими можно пренебречь. При смещении же по разломам даже небольшие горизонтальные перемещения могут быть связаны со значительными вертикальными (надо учитывать, что характерные горизонтальные и вертикальные размеры ОБ обычно значительно различаются – часто в 10 и более раз).

Учесть смещение вдоль разломов с простой геометрией в принципе можно и в рамках псевдодвухмерного подхода. Для вертикальных разломов достаточно взять две рядом стоящие псевдоскважины, расположенные по разным сторонам разлома; не надо даже вносить каких-либо изменений в алгоритм. Главная трудность при невертикальных разломах связана с тем, что глубина каждой границы задается в точках, приуроченных к псевдоскважинам по горизонтали. Для круто падающих разломов небольшое смещение по горизонтали может быть связано со значительным смещением по вертикали, а это приводит к большим искажениям геометрии слоев при использовании псевдодвухмерного подхода. Если пренебречь геометрией разреза в окрестности разлома, то можно использовать достаточно частую сетку псевдоскважин в окрестности разлома и специальный алгоритм, устанавливающий соответствие между реальной геометрией и ее представлением на сети псевдоскважин (рис. 6.12). Для крутопадающих разломов можно пренебречь горизонтальными смещениями; если разломы прямые, то можно учесть горизонтальные смещения по соответствующим сдвигам/раздвигам в псевдоскважинах.

Очень важно правильно вводить мощности слоев – так, чтобы после восстановления целостности слоя в какой-то из моментов прошлого они совпали, иначе эта ошибка ввода данных проявится как ложная синседиментационная активность разлома.

6.2.7.4. Восстановление сбалансированных разрезов и спрямление складок

В случае разрывов со сложной геометрией или при необходимости восстановить геометрию разреза в окрестности разрыва необходимо использовать метод восстановления сбалансированных разрезов или какую-либо его модификацию, например, при складках, образовавшихся в результате горизонтальных движений – методику спрямления складок (unfolding). Здесь дается лишь краткое описание основных принципов, лежащих в основе данных методов, более подробное их изложение приведено в работах [Suppe, 1982, Woodward et al., 1988].

При задании разреза определяется геометрия слоев и линии разрывов, вдоль которых происходит скольжение. Методика восстановления сбалансированных разрезов основана на трех основных предположениях:

1) объем породы при деформации не изменяется;

2) деформация плоская (т.е. деформации в направлении ортогональном к разрезу не происходит и, следовательно, площадь слоев на разрезе при деформации не изменилась);

3) длина слоя на разрезе остается постоянной при деформации.

Предположение о плоской деформации означает, что в прилегающих разрезах укорочение вдоль каждого слоя будет приблизительно одинаковым, если деформированная область не расширяется и не сужается.

Предположение о сохранении длины/мощности слоя при деформации иногда не выполняется: а) в случае когда имеет место вязкое перетекание материала (или развит кливаж); б) имеются надвиги внутри слоя, которые не фиксируются на разрезе (т.е. надвиговые пластины малого размера, локализованные между используемыми стратиграфическими маркерами), что равносильно вязкой деформации в масштабе разреза. Если третье предположение выполняется, то используется техника, основанная на сохранении длины слоя, иначе на сохранении площади слоя.

При выполнении указанных предположений алгоритм восстановления разрезов состоит в следующем (рис. 6.13). Вначале определяется стратиграфическая мощность разреза до деформации на основании мощности прилегающей недеформированной его части. Недеформированная часть разреза называется шаблоном; слои в шаблоне могут быть параллельными (шаблон типа "слоеный пирог") или наклонными (клиновидный шаблон). Затем на разрезе определяются участки, где не было межслойного скольжения. Проведенная в этом месте линия, поперечная слоистости, называется линией закрепления. Желательно найти линии закрепления по обе стороны от деформированной части.

http://jurassic.ru/

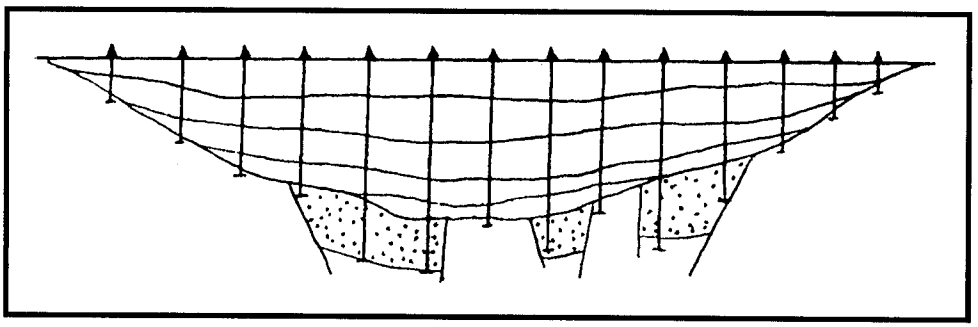


Рис. 6.7. Схема, иллюстрирующая представление двухмерной структуры бассейна набором псевдоскважин

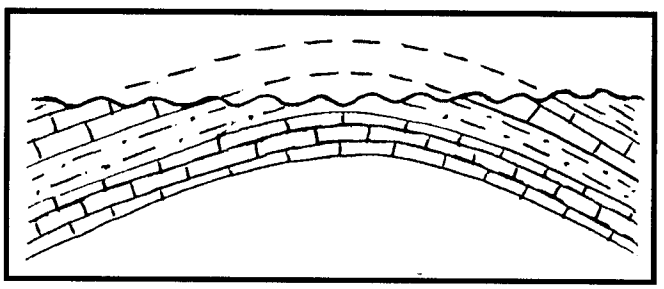


Рис. 6.8. Схема, иллюстрирующая процедуру восстановления срезанной части разреза на основании интерполяции оставшихся частей слоев

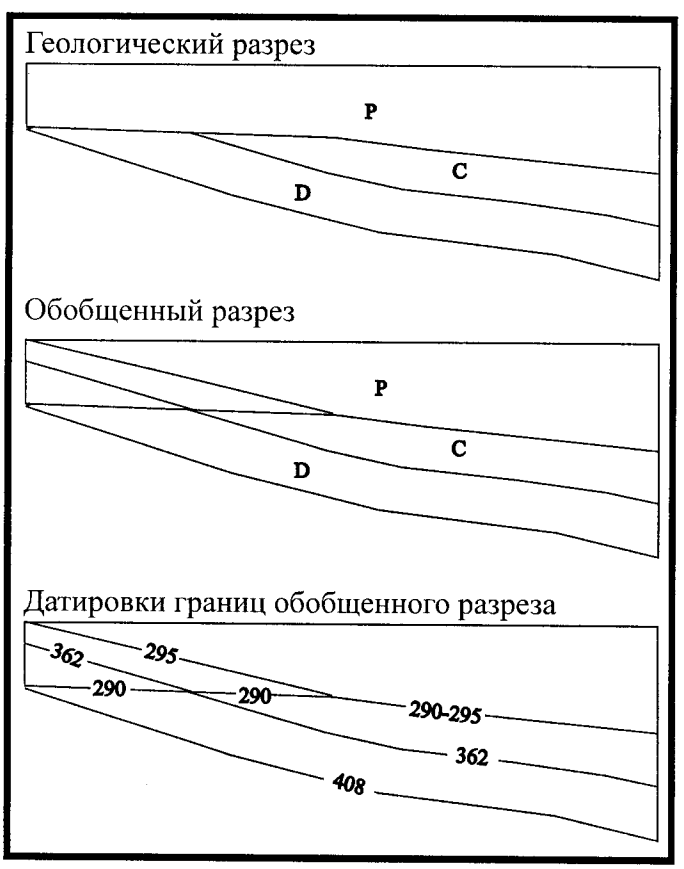


Рис. 6.9. Схематический пример восстановления срезанной части разреза, иллюстрирующий способ построения обобщенного разреза (разреза, на котором присутствуют срезанные слои) и задание датировок границ эродированных и оставшихся слоев. Цифры – возраст в миллионах лет

http://jurassic.ru/

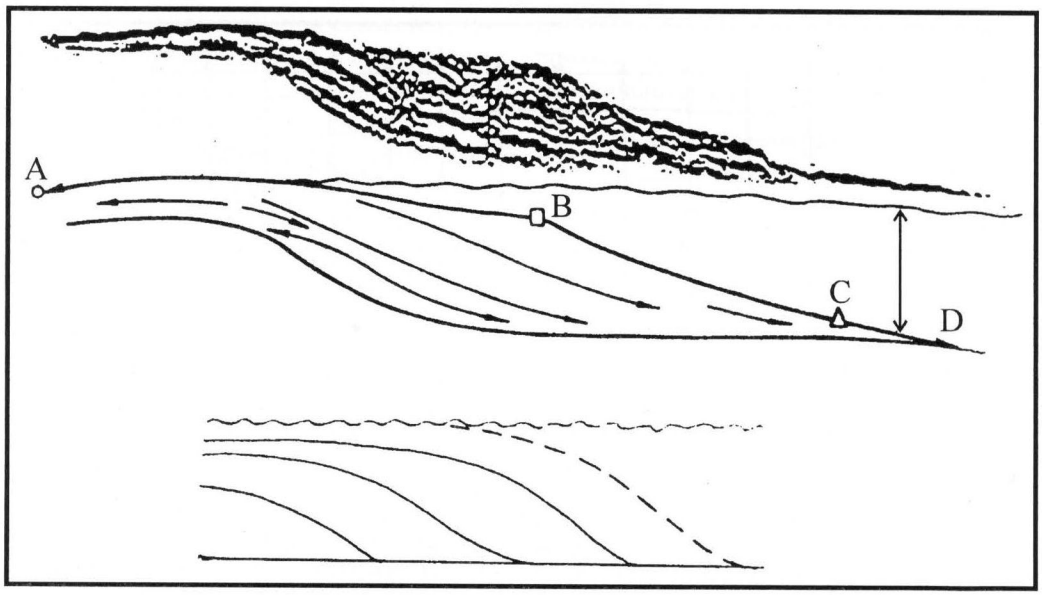


Рис. 6.10. Схема, иллюстрирующая процедуру восстановления палеоглубин по форме клиноформ с использованием данных Н.Я. Кунина с соавторами [1989]
A, B, C, D – характерные точки клиноформ

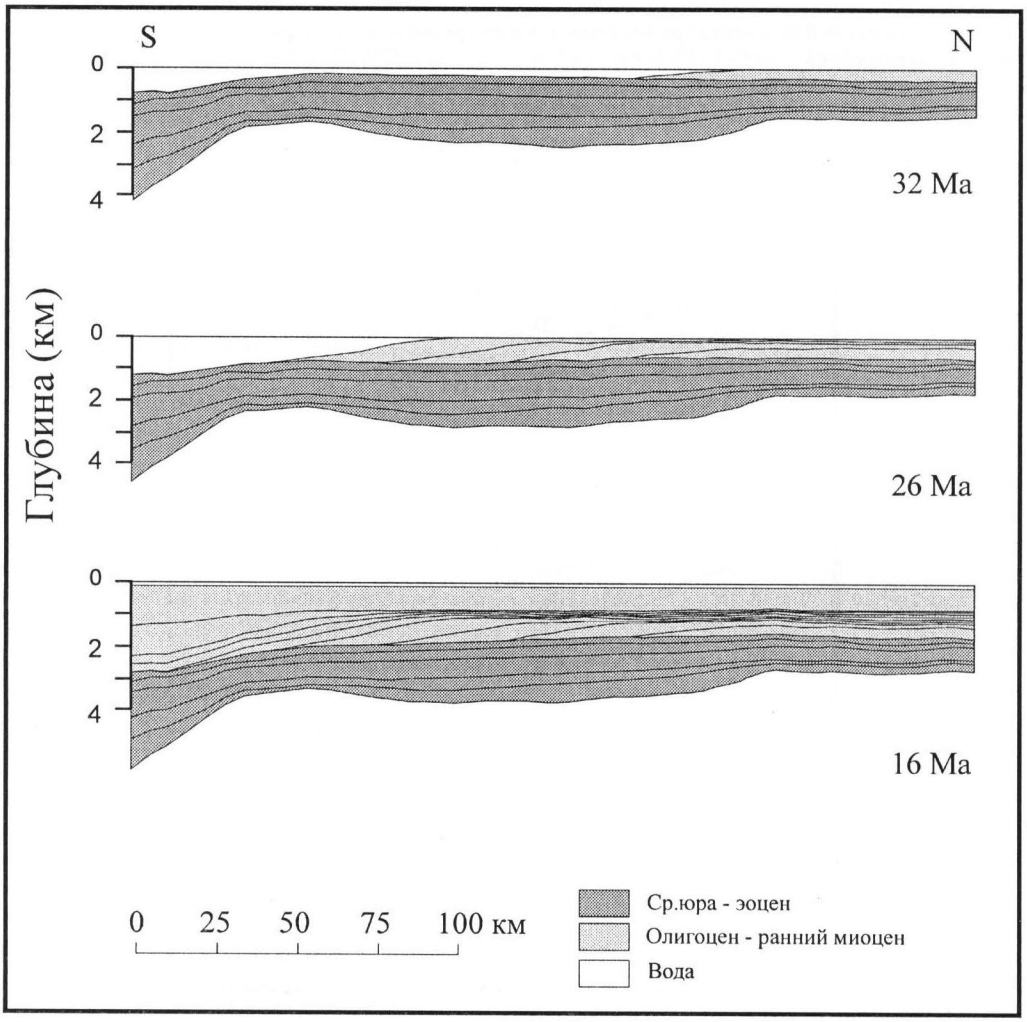


Рис. 6.11. Пример восстановления палеоглубин Майкопского бассейна Восточного Предкавказья по форме клиноформ [Ershov et al., 1998]

http://jurassic.ru/

В случае выполнения третьего предположения дальнейший алгоритм основывается на сохранении длины слоя. Измеряется длина каждого стратиграфического маркера (такого, как граница между слоями) на разрезе между линиями закрепления. Разрез сбалансирован, если все маркирующие горизонты имеют одинаковую длину (там, где не было эрозии), если эрозия имела место, то необходимо отрисовать форму размытых частей слоев. Окончательно разрез отстраивается от линии закрепления с сохранением длины маркеров. Мощности слоев выделяются в соответствии с шаблонами: а) выбирается наиболее молодая линия разрыва; б) все слои, лежащие выше разрыва, сдвигаются вдоль линии разрыва до ее конца и располагаются горизонтально с сохранением длины; в) если еще остались линии разрывов, все повторяется, начиная с шага 1. Не всякий разрез можно восстановить с помощью этой процедуры, так как невыполнение вышеуказанных условий может привести к геометрической несовместности – возникновению пустот или наложений. Основная проблема здесь состоит в необходимости корректного задания разреза – его "балансировки" еще до восстановления, отчего и возникло название – восстановление сбалансированных разрезов. Производится это путем проб и ошибок: сначала задается разрез, после этого проверяется, является ли он сбалансированным; если нет – разрез корректируется и процедура повторяется. Следует отметить, что, как правило, перекрывающие породы оказываются "слишком длинными" по отношению к фундаменту. Отсюда можно заключить, что они расслоены, то есть имело место скольжение перекрывающих пород относительно фундамента. Горизонт, по которому происходило это скольжение, называется подошвенным разрывом (sole fault).

В случае невыполнения третьего предположения используется техника, основанная на сохранении площади слоя. Измеряется площадь между стратиграфическими маркерами и разрез отстраивается от линии закрепления с сохранением площади слоев (рис. 6.13). Мощность слоев на краях определяется в соответствии с шаблонами.

Если разрывообразование сопровождается возникновением складок, то для их спрямления предполагается параллельная складчатость, свободное межслой-

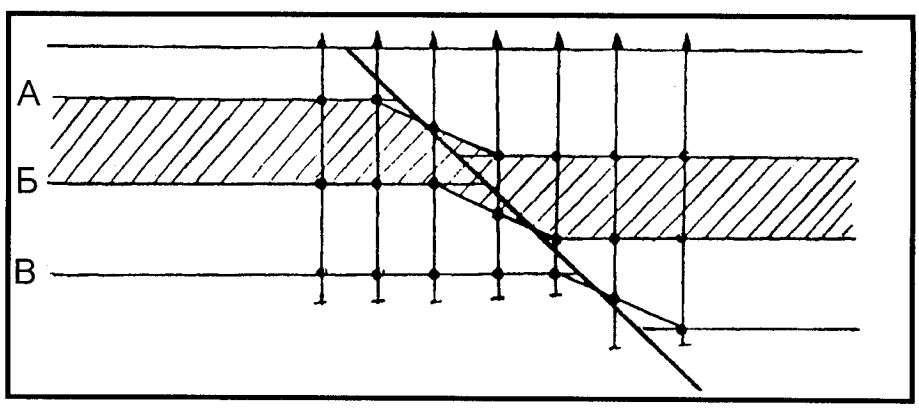


Рис. 6.12. Схема, иллюстрирующая искажения разреза, возникающие при псевдодвухмерном представлении смещений по разлому

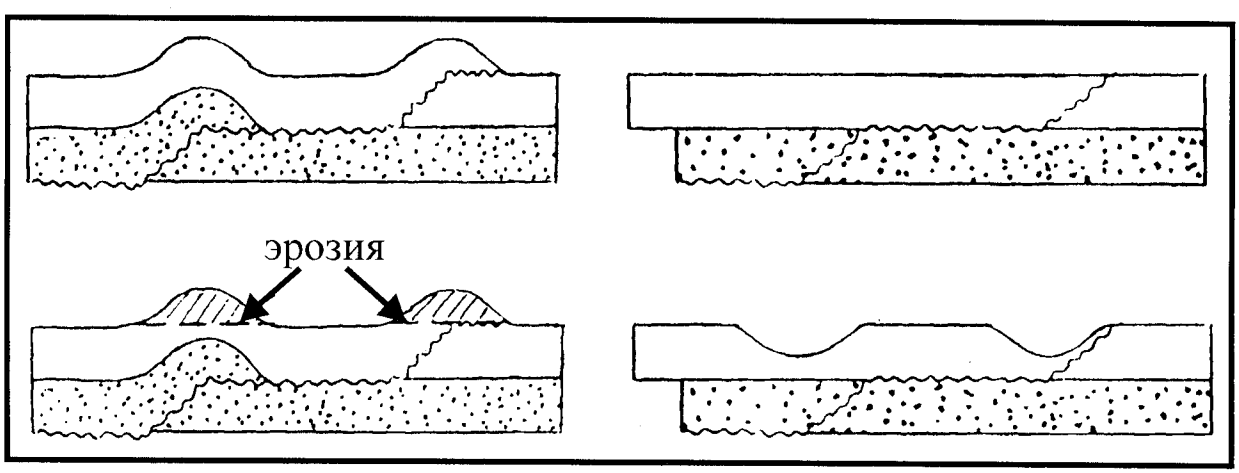


Рис. 6.13. Схема, иллюстрирующая основной принцип процедуры восстановления сбалансированных разрезов

http://jurassic.ru/

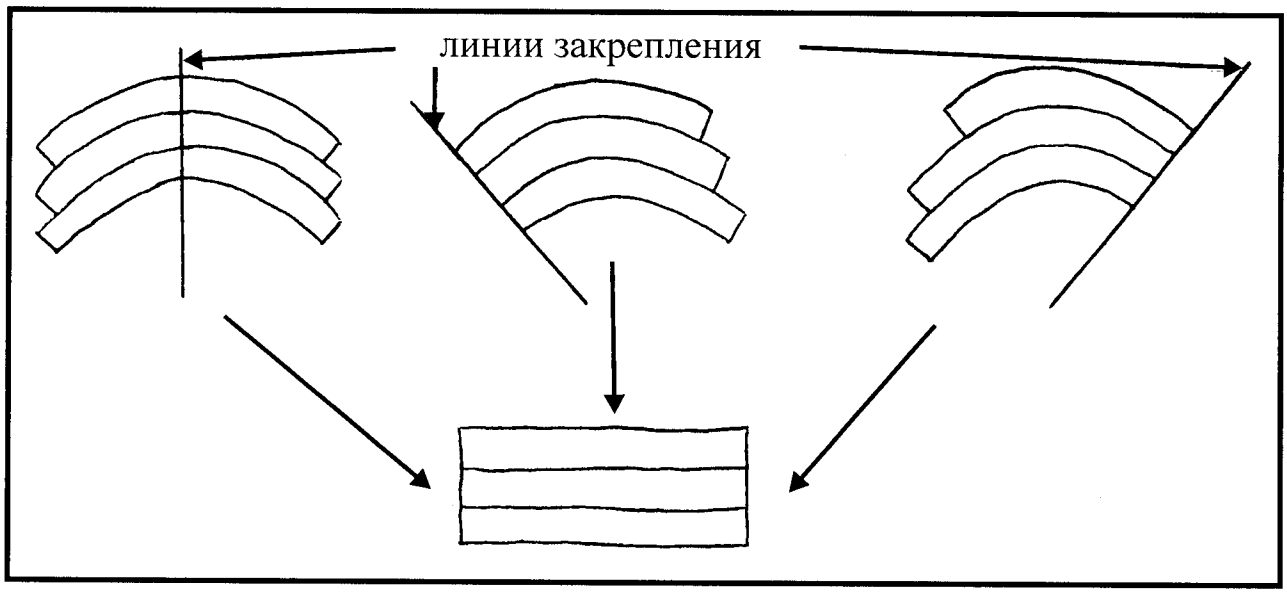


Рис. 6.14. Схема, иллюстрирующая основной принцип процедуры спрямления складок

ное скольжение и, как следствие, сохранение длины и мощности слоев.

Алгоритм спрямления складок состоит в следующем (рис. 6.14): 1) выбирается линия закрепления, на которой предполагается отсутствие межслойного скольжения, 2) слои выпрямляются и располагаются горизонтально с сохранением длины и мощности. В случае непараллельной складчатости необходимо оценить изменение мощностей слоев. Если эта поправка не слишком значительна, то необходимо скорректировать разрез, чтобы привести его к сбалансированному виду, иначе соответствующие поправки необходимо ввести при вычислениях. Универсального алгоритма в этих случаях не существует, как правило используется методика, основанная на сохранении площади слоя, вместе с некоторыми предположениями относительно длины границ или мощности слоев.

Ограниченность данной техники состоит в том, что она основана на сохранении длины и площади слоя, а эти предположения не всегда правомерны. Перспективы видятся в разработке более совершенной техники, которая приводит прямо к сбалансированному решению, а не только оценивает сбалансированность разреза. Она должна быть основана на специфическом механизме деформации, так как форма структур до определенной степени отражает механизм их образования (как, например, восстановление складок с разрывами в ядре).

В заключение необходимо отметить, что часто решение оказывается не единственным, даже если все предположения удовлетворены и решение выполнено корректно.

6.2.7.5. Трехмерные реконструкции

При переходе к трехмерным реконструкциям также оказывается удобным псевдо-многомерный подход, при котором трехмерный разрез ОБ разбивается на сеть псевдоскважин, для каждой из которых выполняется одномерная процедура, а затем результат представляется в трехмерном виде. Все сказанное о псевдодвухмерных реконструкциях относится и к случаю трех измерений.

Исходные данные – трехмерный геологический разрез, остальные параметры те же, что в одномерных и двухмерных реконструкциях. Конечный результат – трехмерные палеоразрезы на любой момент времени.

Так как трехмерные сейсмические исследования в настоящее время редки, то построение трехмерного геологического разреза является первой задачей при трехмерном моделировании. В качестве исходных данных используются разрезы скважин, сейсмопрофили, карты мощностей некоторых слоев, карты гипсометрии избранных границ, карты со снятыми отложениями, геологическая карта и др.

Метод интерполяции, во-первых, не должен вносить ничего нового в разрез и, во-вторых, поверхность интерполяции должна точно проходить через заданные точки. Поэтому наиболее подходящими методами представляются метод триангуляции с линейной интерполяцией и метод обратных расстояний. Необходимо стремиться к равномерному распределению скважин по территории, чтобы не получить необоснованных результатов в областях, где скважины отсутствуют.

Еще одной особенностью трехмерных реконструкций является необходимость выбора способа представления результатов. Представляется наиболее рациональным хранить результат в виде компьютерной базы данных и при необходимости получать информацию в виде двухмерных палеоразрезов, гипсометрических карт, карт мощностей и карт со снятыми отложениями.

http://jurassic.ru/

Так же как при переходе от одномерных к двухмерным реконструкциям создается принципиально новая возможность рассчитывать величину эрозии, палеоглубины и строить сбалансированные разрезы, так и переход от двух- к трехмерным измерениям – качественно новый шаг в расчетах. Это связано с возможностью рассчитывать полный объем материала, составляющего каждый из слоев, и, как следствие, делать оценки происходившего перераспределения материала, что дает возможность оценивать величину размыва и учитывать пластическое перетекание вещества. В частности, это относится к анализу соляного и глинистого диапиризма, характерного для некоторых ОБ.

6.2.7.6. Учет диапиризма

Пластическое перетекание материала при соляном диапиризме изменяет мощность слоя соли в процессе эволюции бассейна. В целом, в разрезе надсолевых отложений можно выделить четыре структурных яруса [Волож, Кунин, 1971; Кунин и др., 1977]: 1) предкинематический (толща, перекрывающая соль, сформировавшаяся до начала галокинеза); 2) синкинематический (толща, формирующаяся в процессе галокинетических движений и компенсирующая прогиб, образованный в результате оттока соли); 3) посткинематический (толща, накапливающаяся в межкупольных зонах, после того как из них вся способная к движению масса соли отжата в своды куполов); 4) некинематический (толща, которая накапливается в пределах солянокупольного ОБ после того, как галокинетические движения полностью прекратились). Это базовое, идеализированное деление. В реальном ОБ вышеописанная структура может быть осложнена из-за наличия нескольких соленосных горизонтов. Так, в Прикаспийском ОБ синкинематические позднепермские отложения содержат переотложенную соль и сами могут служить источником галокинеза, образуя соляные купола и соответствующие осадочные комплексы в мульдах.

Одномерный и двухмерный анализ истории погружения без предварительного расчленения по вышеуказанному принципу невозможен. Если расчленение проведено и надлежащим образом выбрано положение скважины, то одно- и двухмерный анализ дает обоснованные результаты только для пред-, пост- и некинематического этапов. Результаты для синкинематического этапа, равно как и для этапа соленакопления, недостоверны. В рамках двумерного подхода можно исходить из предположения о возможности перетекания соли только в плоскости разреза. В этом случае площадь слоя адекватно представляет объем вещества слоя, и эффект диапиризма возможно исключить путем усреднения данных по разрезу (считая, что при перетекании полный объем слоя не меняется, а происходит лишь перераспределение материала).Кроме того, можно попытаться учесть эффект перетекания, основываясь на сохранении площади и принимая некоторые упрощающие предположения о форме диапира и распределении мощностей слоя до начала диапиризма (например, диапир имеет прямоугольную форму, мощность слоя соли до начала активного перетекания была постоянной по простиранию).

Совершенно очевидно, однако, что предположение о перетекании соли только в плоскости разреза, необходимое для обоснования двухмерных реконструкций, о которых говорилось выше, не выполняется в реальных соленосных бассейнах. Только трехмерное рассмотрение позволяет избежать трудоемкой и не всегда однозначной процедуры расчленения разреза на вышеуказанные четыре комплекса. В рамках трехмерных реконструкций возможно рассчитать полный объем вещества того или иного слоя и произвести усреднение по области, в пределах которой возможно перетекание. Таким путем оказывается возможным восстановить региональную (длинноволновую) составляющую погружения бассейна для синкинематического этапа и этапа соленакопления. Локальные вариации погружения бассейна (в пределах области, в которой возможно перетекание соли) восстановить таким образом невозможно. Изменение формы диапира и конфигурации вмещающих пород со временем возможно реконструировать кинематически путем интерполяции между современными формами и формами, существовавшими к началу соляной кинематики (к концу предкинематического этапа). Однако корректность получаемых при этом реконструкций нуждается в дополнительном обосновании (то есть сама процедура не дает гарантии того, что полученная реконструкция корректна).

Более общий подход [Ismail-Zadeh et al.,1998, Schmid, Podladchikov, 2000, Schmid, Podladchikov, 2001] совмещает моделирование течения соли путем численного решения уравнения вязкого течения жидкости с последующим включением результатов этого моделирования в рамки кинематической модели, описанной выше. То есть при реконструкции на каждом из этапов, когда имеет место течение соли, численно решается система уравнений течения соли и индуцированной деформации вышележащих слоев. Полученное векторное поле скоростей обращается и совмещается с полем скоростей, определенным с помощью обычной процедуры снятия самого верхнего слоя. Суммарное поле скоростей используется для определения конфигурации разреза в предыдущий момент времени. Эта процедура повторяется требуемое количество раз. Шаг по времени выбирается таким, чтобы перемещения, вызванные рассчитанным полем скоростей, оставались малыми. Было показано, что данная процедура действительно позволяет корректно восстановить исходную конфигурацию солеродного горизонта в трехмерном варианте. Данный подход следует признать наиболее оправданным, если требуется получить точную картину эволюции ОБ в периоды активного соляного и глинистого диапиризма. Однако он выходит за рамки кинематического анализа, рассматриваемого в данной главе.

http://jurassic.ru/

В заключение следует подчеркнуть, что основным достоинством кинематического анализа является возможность рассчитать и построить палеогеологический разрез (одно-, двух- или трехмерный) для любого момента прошлого. Введение поправки на уплотнение позволяет точнее оценить мощность слоев и, следовательно, точнее восстановить строение осадочного разреза. Применение компьютера делает эту процедуру быстрой, что позволяет легко вносить изменения в модельные параметры. В качестве результата получается количественная история погружения/воздымания ОБ со временем, на основании которой могут быть сделаны тектонические или другие выводы. Преимущество количественного подхода состоит в том, что результаты, полученные при моделировании отдельных разрезов (скважин, сейсмопрофилей), могут быть подвергнуты статистическому анализу. При наличии большой выборки оказывается возможным проводить сравнительный анализ ОБ, коррелировать отдельные события в разных ОБ [Ершов, 1999]. Кроме этого, важность кинематических реконструкций заключается еще и в том, что они служат основой для динамических, термических, геохимических и других моделей.

Введение поправки на уплотнение (см. рис. 6.4 – 6.5) почти не влияет на тектоническую интерпретацию истории погружения, однако при расчете эволюции теплового режима и миграции флюидов, а также связанных с ними процессов (например, генерации и миграции углеводородов) учет разуплотнения оказывает существенное влияние на конечный результат (через изменение как глубины залегания слоя и, как следствие, температуры и давления, так и физических параметров пород: проницаемости, теплопроводности, теплоемкости).

6.3. Термохимическая модель конвекции в мантии и ее геодинамические следствия

С позиций современной геодинамики ясно, что количественным каркасом теории эволюции Земли должна служить адекватная трехмерная модель конвективных движений в мантии, поэтому исследования мантийной конвекции в настоящее время привлекают особое внимание специалистов. Очевидно также, что результаты этих исследований создают количественный базис для анализа механизмов образования и эволюции ОБ. Поэтому разделы данной главы, посвященные моделированию ОБ, предваряются разделом, содержащим общие представления о глобальной мантийной конвекции и геодинамике Земли.

В этом разделе рассматривается оригинальная модель мантийной конвекции, включающая как тепловой, так и химический факторы плавучести среды, учитывающая дифференциацию вещества на границе ядро-мантия, эклогитизацию океанской коры в зонах субдукции, химическую стратификацию мантии, возможность раздельной двухъярусной конвекции в верхней и нижней мантии, развитие двухуровневой системы плюмов – глобальных, зарождающихся на границе ядро-мантия, и региональных, берущих начало с границы между верхней и нижней мантией. Изложение нового подхода предварим кратким анализом фактических данных, в первую очередь по сейсмотомографии и геологической эволюции Земли, являющихся исходными при формулировке и построении предлагаемой модели.

6.3.1. Современные представления о строении Земли согласно данным сейсмической томографии

Полученные в последние 10-15 лет результаты по сейсмической томографии Земли позволили установить в первом приближении ее трехмерное строение [Андерсон, Дзевонски, 1984; Dziewonski, Woodhouse, 1987; Grand et al., 1997; Olson et al., 1990; Fukao et al.,1994]. Выявленные латеральные и вертикальные отклонения скоростей сейсмических волн от средних, сферически-симметричных значений обычно интерпретируются как следствие соответствующих температурных возмущений в конвектирующей мантии. Высокоскоростные "холодные" сейсмоаномалии отвечают относительно тяжелым погружающимся областям мантии, в то время как низкоскоростные "горячие" – более легким ее частям, испытывающим подъем.

Сравнение наблюдаемой картины распределения сейсмоплотностных аномалий для верхней и нижней мантии показывает весьма сложную внутреннюю структуру, существующую в современной Земле. Прежде всего, обращает на себя внимание кольцо высокоскоростного ("холодного") материала в нижней мантии в диапазоне глубин 700-1700 км, пространственно совпадающее с Тихоокеанским подвижным поясом (за исключением региона Аляски и западной Канады), и ответвляющаяся от него высокоскоростная нижнемантийная область, протягивающаяся вдоль Альпийско-Гималайского коллизионного пояса. Такая картина распределения высокоскоростных сейсмоаномалий в нижней мантии убедительно показывает, что субдукция литосферы под активные окраины Тихого океана имеет очень глубокие корни (прослеживающиеся иногда до поверхности земного ядра) и фактически является отражением глобального нисходящего потока, имеющего ширину порядка первых тысяч километров, так что сама погружающаяся литосфера мощностью около 100км занимает только малую часть объема в этом потоке. Аналогичная ситуация характерна для внутриконтинентальной субдукции в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. Заметим, что высокоскоростное кольцо постепенно "размывается" на глубинах, превышающих уровень примерно 1800 км, и в самых низах мантии в диапазоне глубин 2600-2900 км наблюдаются отдельные изометричные высокоскоростные области, отража-

http://jurassic.ru/

ющие, по-видимому, либо места "сгруживания" на поверхности ядра вещества бывших субдуцировавших литосферных плит, либо самые глубокие зоны нисходящих мантийных потоков. Наиболее крупные области погружающегося субдукционного материала в низах нижней мантии проявлены в виде крупных высокоскоростных сейсмоаномалий в диапазоне 1600-2900 км под восточной частью Азиатского континента и под Антарктидой.

Вместе с тем, в низах нижней мантии в диапазоне глубин 2300-2900 км выделяются две крупные низкоскоростные ("горячие") области, одна из которых расположена под западно-центрально-южной частью Африканского континента, а другая – под южно-центральной Пацификой. При этом низкоскоростная Африканская нижнемантийная область продолжается на северо-запад в Атлантику и на юго-восток в Индийский океан. Важно подчеркнуть, что указанные низкоскоростные цилиндрические области в нижней мантии коррелируют с областями аномально высокого рельефа Земли, высокими значениями уровня геоида, а также с двумя основными зонами скопления "горячих точек". Следовательно, несмотря на отсутствие пространственной связи нижнемантийных восходящих "горячих" потоков со срединно-океаническими хребтами, они находят свое отражение на поверхности Земли [Зоненшайн, Кузьмин, 1992].

Другой принципиальный вывод, вытекающий из анализа сейсмотомографических срезов мантии на разных глубинах, состоит в том, что картина распределения сейсмоаномалий кардинально меняется не только и не столько при переходе из нижней в верхнюю мантию, как это считалось ранее, сколько в некоем переходном достаточно мощном слое, низы которого достигают глубины порядка 1500 км [Fukao et al., 1994]. Данная закономерность хорошо просматривается, например, для центральной части северного сектора Тихого океана, где крупнейшая высокоскоростная область, охватывающая диапазон глубин 1600-2900 км, сменяется низкоскоростной областью выше 1500 км, в которую попадает аномально разогретая Гавайская зона. Заметим, что ниже этого переходного "среднемантийного" слоя "рассасывается" субдукционное высокоскоростное Тихоокеанское кольцо. Таким образом, появляются серьезные основания выделять в нижней мантии особый переходный слой, который можно назвать средней мантией или "расширенным слоем Голицына", поскольку его низы расположены значительно глубже традиционного слоя Голицына.

Переходя к верхней мантии, прежде всего, отметим, что, начиная с глубины около 300 км и до самой поверхности, субдукционное Тихоокеанское кольцо выражено очень четкой низкоскоростной сейсмоаномалией (за исключением сегмента Южной Америки). Этот кажущийся парадоксальным результат лучше всего объясняется тем обстоятельством, что погружающиеся в верхнюю мантию высокоскоростные плиты имеют более чем на порядок меньшую толщину (100 км) по сравнению с шириной в плане низкоскоростного кольца (2000-4000 км), происхождение которого, по всей видимости, связано с процессами задугового спрединга, вторичными наведенными конвективными ячейками, флюидопотоками и т.д. Поскольку данные глобальной сейсмотомографии имеют разрешение порядка тысячи километров, тонкие литосферные плиты находятся за пределами точности используемого метода, в отличие от высокоскоростных областей "накопления" субдукционного материала вблизи границы 670 км, характерная толщина которых составляет несколько тысяч километров. Низкоскоростная сейсмоаномальная зона в верхней мантии приурочена также к рифтовым зонам западной Африки и Красного моря и к Северной Атлантике. Что касается высокоскоростных областей верхней мантии, то они в основном соответствуют континентальным щитам и платформам, подстилая их до глубин 200-400 км.

Рельеф границы ядра и мантии – неровный с отклонениями от среднего уровня порядка 6км [Morelli, Dziewonski, 1987; Dziewonski, Woodhouse, 1987]. Максимально поверхность ядра приподнята в центральной части Индийского океана, в центральной и северной областях Тихого океана и в районе Северной Атлантики. В широкой периферической полосе Тихого океана и под северной частью Африканского континента поверхность ядра погружена. В пограничном слое толщиной 20км между мантией и ядром намечаются скоростные аномалии, которые слабо коррелируются с рельефом поверхности раздела ядро-мантия.

Вся область над ядром толщиной 200-300 км (так называемый слой D″) имеет латерально меняющиеся скоростные характеристики. Часть из них может быть вызвана температурными вариациями, другая, вероятно, обусловлена изменениями состава [Olson et al., 1990]. В этом переходном слое недавно были обнаружены так называемые ультра-низкоскоростные зоны, с которыми можно связывать лавинное частичное плавление и дифференциацию вещества мантии в самой близости от поверхности ядра [Lay et al., 1998]. Эти процессы, по-видимому, могут приводить к зарождению суперплюмов на границе ядро-мантия. Отмеченные ультра-низкоскоростные зоны вблизи поверхности ядра в настоящее время выявлены под центральной частью Тихого океана, а также под Аляской, Исландией и Африкой [Lay et al., 1998].

6.3.2. Основные закономерности геологической эволюции Земли

Согласно геолого-геофизическим и сравнительно-планетологическим данным, в истории Земли выделяются две основные стадии ее развития: постаккреционная или догеологическая стадия (4,6-4,0 млрд лет) и стадия эндогенной эволюции, занимающая период времени около 4 млрд лет. Последняя характеризуется двумя мегаэпохами – архейской и протерозойско-фанерозойской. Предполагается, что после завершения аккре-

http://jurassic.ru/

ции Земли ее внешняя оболочка толщиной в первые сотни километров была расплавлена благодаря мощной метеоритной бомбадировке и представляла собой "магматический океан", из которого в процессе дифференциации и кристаллизации образовалась первичная кора Земли [Windley, 1984; Хаин, Божко, 1988].

Около 4 млрд лет назад произошло кардинальное событие в истории Земли, связанное с тем, что мощная тепловая волна, идущая из глубины планеты, достигла верхней мантии, приведя к ее частичному плавлению, о чем свидетельствуют данные по геохимии и изотопии раннеархейских коматиитов и базальтов [Конди, 1983; Windley, 1984]. Высокая степень плавления архейской астеносферы являлась причиной крупномасштабного ареального толеитового и коматиитового вулканизма. По мере нарастания интенсивности вулканизма наступил момент, когда архейская литосфера, нагруженная тяжелыми коматиитовыми лавами, стала в отдельных местах гравитационно неустойчива и начала погружаться в астеносферу. Над зонами погружения или субдукции возникли многочисленные разновозрастные дуги с известково-щелочным вулканизмом. Столкновение их друг с другом привело к образованию первых небольших протоконтинентов преимущественно тоналитового состава. Протоконтиненты, в свою очередь, наращивались на активных континентальных окраинах, в частности, за счет столкновений с магматическими дугами, а также раскалывались в процессе рифтогенеза. К концу архея все протоконтиненты объединились в один суперконтинент Пангея-0, а на остальной поверхности Земли сформировался океан Панталасса. В пользу этого свидетельствуют палеомагнитные данные и тот факт, что смежные в настоящее время архейские протоконтиненты часто имеют различную архейскую историю и разделены позднеархейскими коллизионными поясами [Windley, 1984]. Считается, что к концу архея образовалось около 80% объема современной континентальной коры [Тейлор, Мак-Леннан. 1988].

Протерозойско-фанерозойская мегаэпоха истории Земли характеризуется наличием нескольких крупных континентов и мегаоканов, расположенных в "континентальном" полушарии и испытывающих периодические перестройки. Это мегаэпоха постоянного возникновения и исчезновения в мантии океанической литосферы и медленного наращивания объема континентальной коры. В пределах данной мегаэпохи можно выделить четыре глобальных мегацикла, а именно: раннепротерозойский (2,5-1,6 млрд лет), ранне-среднерифейский (1,6-0,8 млрд лет), позднерифейско-палеозойский (0,8-0,25 млрд.лет) и мезо-кайнозойский (0,25 млрд лет) [Хаин, Божко, 1988]. Принимается, что каждый мегацикл начинался с распада соответствующего суперконтинента – Пангеи и образования вторичных океанических впадин и завершался обратным стягиванием континентов в суперконтинент и эпохой кратонизации с некоторым наращиванием объема континентальной коры. Четыре суперконтинента (Пангеи-1,2,3,4) образовывались приблизительно через каждые 0,7-0,8 млрд.лет, а именно: Пангея-1 существовала в период 2,7-2,5 млрд лет назад; Пангея-2 – 1,8-1,6 млрд лет; Пангея-3 – 1,0-0,8 млрд лет; наконец, последняя Пангея-4 существовала в период 0,32-0,17 млрд лет назад. Эпохи образования Пангей отвечают эпохам формирования основных коллизионных поясов на всех современных континентах. Наличие в этих поясах офиолитов, глаукофановых сланцев и островодужных ассоциаций указывает на их образование в процессе закрытия океанических впадин [Windley, 1984; Хаин, Божко, 1988]. Указанные мегациклы (циклы Вильсона) осложнены циклами меньшего ранга и процессами образования суперконтинентов меньших размеров, чем Пангеи. Например, в венде образовался суперконтинент Гондвана, а в кайнозое – Африкано-Евразийский суперконтинент.

Архейская и протерозойско-фанерозойская мегаэпохи, очевидно, характеризовались разными геодинамическими режимами, В архее было множество микроплит, подстилаемых горячей сильно расплавленной астеносферой, способной их "растворить" в процессе субдукции. Поэтому представляется маловероятным, что в архее субдуцированные части плит проникали в нижнюю мантию [Никишин и др., 1992]. Предполагается, что к началу протерозоя вокруг Пангеи-1 сформировалось глобальное субдукционное кольцо, пронизывающее всю мантию, которое в виде кольцевого квазистационарного нисходящего общемантийного течения устойчиво существовало на протяжении всего протерозоя-фанерозоя, поддерживая асимметричную структуру земного шара с океаническим (Панталасса - суперокеан Пацифика) и континентальным (Пангеи и вторичные мегаокеаны атлантического типа) полушариями. Это предположение [Лобковский, 1995] основывается на анализе и сопоставлении данных трехмерной сейсмической томографии с результатами численных расчетов трехмерной тепловой конвекции в сферическом слое мантии, показывающих, что трехмерные течения самоорганизуются в виде достаточно локализованных и устойчивых в пространстве колец нисходящих потоков, пронизывающих весь слой, и компенсирующих восходящих потоков цилиндрической формы, значительно более изменчивых во времени и пространстве [Bercovici et al., 1989а,б; Glatzmaier et al., 1990; Olson et al., 1990].

Представление о том, что в структуре мантийной конвекции наиболее устойчивыми элементами являются нисходящие кольцевые потоки вещества (глобальные субдукционные структуры) приводит к принципиальному заключению об определяющей роли "субдукционных сил засасывания" в общем балансе движущих сил тектоники плит. Эти силы приложены в протяженных и долго живущих зонах субдукции, образующих почти замкнутое кольцо вокруг Тихого океана с ответвлением Альпийско-Гималайского коллизионного пояса, мар-

http://jurassic.ru/

кирующего линию закрытия океана Тетис, причем большая часть обычных океанических зон субдукции при развитии этого пояса трансформировалась во внутриконтинентальные зоны субдукции, хорошо прослеживаемые по данным региональной сейсмической томографии [Лобковский, 1988; Lobkovsky, Kerchman, 1991; Хаин, Лобковский, 1994]. Действительно, как видно из современной картины движения основных плит по поверхности Земли, все они перемещаются к субдукционным зонам "стока" мантийного вещества. Силы "расталкивания" плит, приложенные в осевых зонах средино-океанических хребтов, а также в областях континентального рифтогенеза и горообразования, имеют подчиненное региональное значение и не определяют глобальную эволюцию литосферных плит.

Численное моделирование трехмерной тепловой конвекции в сферическом слое мантии в значительной степени проясняет физический механизм движения крупных литосферных плит к зонам субдукции, маркирующим, как это следует из данных сейсмической томографии, глобальные кольцевые области стока мантийного вещества.

Однако этот механизм не дает объяснения описанной выше циклической эволюции литосферы в континентальном полушарии на протяжении протерозойско-фанерозойской истории Земли. В самом деле, простая схема стока мантийного вещества в субдукционном кольце легко может объяснить только половину цикла Вильсона, т.е. распад Пангеи и не дает понимания того, за счет каких сил осуществляется вторая часть этого цикла, а именно возвратное стягивание континентов в единый суперконтинент.

Решение данной проблемы предлагается искать за рамками чисто тепловой конвекции, рассматривая более общий и реалистичный вариант термохимической конвекции, в которой вариации плотности создаются как за счет температурных возмущений, так и вследствие изменчивости химического состава мантийного вещества в процессе его эволюции.

6.3.3. Модели конвекции в мантии Земли

Исторически количественные исследования конвективных движений в мантии развивались на основе хорошо апробированной гидродинамической теории тепловой ковекции в жидкости, нагреваемой снизу, сбоку или изнутри. Хотя отдельные работы по тепловой конвекции в мантии были опубликованы задолго до появления гипотезы тектоники плит, именно эта мобилистская парадигма послужила мощным толчком для систематического изучения тепловой мантийной конвекции. Сначала были рассмотрены двухмерные модели тепловой конвекции с целью показать принципиальную возможность существования конвективных движений в верхней мантии, согласующихся с движением литосферных плит, которые при этом трактовались как тепловые пограничные слои [Turcott, Oxburgh, 1967; McKenzie et al., 1974]. Постепенно исследования тепловой мантийной конвекции усложнялись, описывая многообразный набор ситуаций, связанных с разными режимами конвекции, отвечающими различным числам Рэлея (стационарная ячейковая или валиковая формы конвекции при умеренных числах Рэлея, нестационарные хаотические режимы конвекции при очень больших числах Рэлея) [Gurnis, Davies, 1986; Machetel, Yuen, 1987]. Другая линия развития конвективных исследований связана с введением переменной вязкости или нелинейной реологии мантийной среды, а также с учетом фазовых переходов [Yuen et al., 1986].

Принципиальное значение имеют результаты исследований трехмерной тепловой конвекции в сферическом мантийном слое, нагреваемом изнутри, которые показали, что трехмерные течения в сферическом слое, как уже отмечалось, самоорганизуются в форме достаточно локализованных и устойчивых в пространстве колец нисходящих потоков, пронизывающих весь слой [Bercovici et al., 1989a,б; Glatzmaier et al., 1990; Olson et al., 1990]. Эти кольцевидные полосы нисходящих потоков компенсируются восходящими потоками цилиндрической формы, значительно более изменчивыми во времени и пространстве. Обнаруженная асимметрия между нисходящими и восходящими потоками есть фундаментальное свойство тепловой конвекции сильно вязкой жидкости в сферическом слое при ее нагреве изнутри или с нижней границы. Увеличение числа Рэлея приводит к большей хаотизации конвективных движений при сохранении главной структурной особенности конвекции – наличии глобальных нисходящих колец [Glatzmaier et al., 1990]. Выше отмечалось, что эти результаты в целом соответствуют данным сейсмической томографии Земли, и такое совпадение вряд ли можно считать случайным, учитывая абсолютную независимость двух групп данных [Olson et al., 1990].

В последние годы важный вклад в проблему тепловой мантийной конвекции внесли отечественные ученые. Здесь, прежде всего, имеются в виду работы [Добрецов, Кирдяшкин, 1993, 1998; Добрецов, 1997], в которых на основе физического и математического моделирования строится последовательная концепция глубинной геодинамики Земли, описывающая, с одной стороны, режимы раздельной тепловой конвекции в верхней и нижней мантии, а с другой – гидродинамические особенности развития мантийных плюмов. При этом рассматриваются разнообразные геологические, геохимические и петрологические следствия предлагаемой концепции глубинной геодинамики.

Большой интерес также представляют работы В.П.Трубицына и В.В.Рыкова, в которых показано существенное влияние континентов на характер тепловой конвекции в мантии [Рыков, Трубицын, 1995; Трубицын, 1997; Трубицын, Рыков, 2000]. Проведенное численное моделирование тепловой конвекции в ман-

http://jurassic.ru/

тии с учетом плавающих континентов, частично экранирующих выход тепла из недр Земли, позволило авторам разработать возможный механизм смены глобальных нисходящих мантийных потоков на восходящие, связав его с циклами Вильсона. По мнению этих авторов, на основе предложенной ими модели "тепловой машины" Земли (т.е. мантийной конвекции с учетом плавающих континентов, тормозящих выход тепла из мантии) можно объяснить основные черты глобальной тектоники и геодинамики Земли [Трубицын, 1997; Трубицын, Рыков, 2000].

Принципиально иной подход к проблеме глобальной геодинамики и эволюции Земли активно развивается в последнее время японскими учеными, которые, исходя, прежде всего из интерпретации данных сейсмической томографии, провозгласили создание новой геологической парадигмы, приходящей, по их мнению, на смену тектонике литосферных плит [Maruyama, 1994; Fukao et al., 1994]. Суть этого подхода состоит в следующем. Глобальная геодинамика и эволюция Земли определяются взаимодействием трех основных динамических оболочек, в каждой из которых доминирует определенный механизм движений: в верхней оболочке "работает" механизм тектоники плит, в средней оболочке, включающей целиком нижнюю мантию и часть подлитосферной верхней мантии, развивается так называемая "плюм-тектоника", наконец, в нижней оболочке, совпадающей с ядром Земли, имеет место "тектоника роста ядра". Центральным механизмом, запускающим и поддерживающим работу «японской машины Земли», является механизм накопления тяжелого вещества субдуцируемых плит на границе между верхней и нижней мантией и его внезапного прорыва в нижнюю мантию в виде глобального нисходящего плюма ("аваланша"), который приводит к образованию компенсирующего глобального восходящего плюма. Если такой вынужденный или наведенный восходящий плюм оказывается расположенным под суперконтинентом – Пангеей, он вызывает распад последнего на отдельные континенты с образованием между ними океанов. При дальнейшей эволюции геодинамической системы на границе 670 км (но уже в новых зонах субдукции) продолжается постепенное накопление тяжелого вещества, которое вновь завершается лавинным прорывом его критической массы в нижнюю мантию в виде нового глобального нисходящего плюма. Над ним постепенно формируется новый суперконтинент – Пангея, затем цикл Вильсона повторяется вновь.

Таким образом, если в модели глобальной геодинамики, основанной на чисто тепловой конвекции [Трубицын, 1997; Трубицын, Рыков, 2000], Земля уподобляется простой тепловой машине, в которой мантия - это паровой котел, литосферные плиты - движущие части машины, а континенты - клапаны, регулирующие выход тепла, то в альтернативной схеме японских ученых [Maruyama, 1994; Fukao et al., 1994] машина Земли устроена сложнее, характеризуясь термохимической, а не тепловой движущей силой конвекции (накопление тяжелого субдукционного вещества с существенной эклогитовой компонентой на границе 670км), доминирующей ролью внезапно возникающих нисходящих глобальных плюмов и т.д.

Каждая из предложенных схем глобальной эволюции Земли обладает своими преимуществами и недостатками. Например, преимуществом схемы В.П.Трубицына [1997] является ее количественный характер, подкрепленный численными расчетами. Однако она не учитывает важную роль химического фактора плавучести для развития конвекции в мантии, внутреннюю структуру последней, в частности, роль фазовой границы на глубине 670км и т.д. Вместе с тем, схема лавинообразных нисходящих плюмов ("аваланшей") японских ученых [Maruyama, 1994; Fukao et al., 1994] опирается на большой объем экспериментальных данных (сейсмическая томография, экспериментальная петрология при больших давлениях и т.д.), однако она не проработана на количественном уровне.

6.3.4. Исходные положения модели термохимической двухъярусной конвекции в мантии и некоторые ее следствия

Представляется, что в настоящее время при анализе проблемы глобальной геодинамики и эволюции Земли в контексте постановки задачи о конвекции в мантии не следует ограничиваться рамками чисто тепловой конвекции. Значительно плодотворнее рассматривать более общие представления о термохимической мантийной конвекции, учитывая при этом последние данные сейсмической томографии, экспериментальной петрологии, геохимии и др.

Исходя из этого, предлагается новая модель глобальной геодинамики и эволюции Земли, синтезирующая отдельные элементы некоторых ранее разработанных подходов. В ней, в частности, использованы элементы отечественной концепции гравитационно-химической (или химико-плотностной) конвекции в мантии, которая разрабатывалась в нашей стране, начиная с конца 60-х годов, рядом исследователей как альтернатива чисто тепловой конвекции [Артюшков, 1979; Сорохтин, 1974; Сорохтин, Ушаков, 1991; Мясников, Фадеев, 1980; Монин и др., 1987; Кеонджян, 1980; Кеонджян, Монин, 1980]. Для предлагаемой модели важен главный вывод о том, что в процессе конвективного движения вещество нижней мантии в тонком переходном слое вблизи ядра испытывает дифференциацию на "тяжелую" и "легкую" компоненты. При этом тяжелая фракция "стекает" в ядро Земли, а легкая накапливается в подошве нижней мантии, создавая гравитационный потенциал для подъема нижнемантийного вещества. В этом состоит механизм постепенного роста земного ядра [Сорохтин, Ушаков, 1991].

Наряду с отмеченным выше механизмом генерации легкого вещества на подошве нижней мантии за счет диф-

http://jurassic.ru/

ференциации мантийного вещества в переходном слое D″, существует механизм генерации тяжелого вещества в верхней мантии за счет эклогитизации базальтовой океанической коры в зонах субдукции. Ясно, что этот механизм играет существенную роль в формировании структуры мантийной конвекции (по мнению японских исследователей, он играет основную роль в общей геодинамике Земли [Maruyama, 1994; Fukao et al., 1994]) и его необходимо учитывать при моделировании конвекции.

При моделировании процессов конвекции в мантии, кроме первого исходного положения о термохимической природе плавучести среды, механизмах генерации химических неоднородностей на границе ядро-мантия (легкое вещество) и в верхней мантии в зонах субдукции (тяжелое вещество), необходимо также ввести второе исходное положение. Оно связано с признанием "барьерного" характера границы между верхней и нижней мантией, обуславливающего двухъярусный тип мантийной конвекции. Дискуссия о том, какая форма конвекции развивается в мантии Земли – общемантийная или двухъярусная (с раздельными ячейками в нижней и верхней мантии) имеет достаточно длительную историю. В настоящее время она сводится к вопросу о геодинамической роли поверхности шпинель-перовскитового фазового перехода, расположенной на глубине 670км и определяемой как граница между верхней и нижней мантией. Большое, если не определяющее значение в этой дискуссии имеют результаты экспериментальной петрологии последнего десятилетия, позволившие установить особенности фазового перехода шпинель-перовскит, в частности, его эндотермическую природу с отрицательным градиентом температуры по уравнению Клайперона-Клаузиуса [Boehler, Chopelas, 1992; Stixrude et al., 1992; Ito, Takahashi, 1989; Ito et al., 1990; Bina, Helffrich, 1994; Allegre, 1997]. При отрицательном градиенте температуры на кривой Клайперона-Клаузиуса дополнительный нагрев или охлаждение среды вблизи границы фазового перехода будет смещать ее соответственно вверх или вниз. Учитывая скачок плотности между фазами, такое вертикальное смещение будет приводить к появлению дополнительной архимедовой силы, стремящейся вернуть границу в ее исходное равновесное состояние. Этот механизм и создает барьерный эффект для вертикальной составляющей конвективных движений вблизи границы 670км. В частности, если относительно холодное вещество субдуцируемой литосферы, достигая границы фазового перехода, охлаждает здесь среду, то эта граница будет смещаться вниз, создавая положительную плавучесть, препятствующую проникновению холодного материала плиты в нижнюю мантию. И, наоборот, при подходе горячего восходящего потока или плюма из нижней мантии к границе 670км его вещество нагревается, заставляя смещаться вверх. При этом получается эффект отрицательной плавучести, также препятствующий прохождению горячего вещества из нижней в верхнюю мантию.

Динамический эффект фазовой границы на глубине 670 км для тепловой конвекции оценивался количественно в ряде работ, основной результат которых состоит в том, что эта граница ведет себя либо как непреодолимый барьер, либо как преодолимое препятствие в зависимости от крутизны температурного градиента на кривой Клайперона-Клаузиуса [Christensen, Yuen, 1984; 1985; Christensen, 1991]. Еще более впечатляющий результат был получен в работе [Machetel, Weber, 1991], авторы которой нашли неустановившийся переходный режим конвекции, при котором фазовая граница в одни периоды времени является реальным барьером для обмена веществом между нижней и верхней мантией, а в другие – допускает проникновение вещества сквозь себя. При этом, как показывает численное моделирование, проникновение субдукционного вещества верхней мантии в нижнюю через фазовую границу их раздела происходит в виде достаточно локализованных вертикальных плюмов [Christensen, 1991; Machetel, Weber, 1991]. Последний результат явно противоречит геометрической картине накапливающегося ниже границы 670км и латерально расплывающегося субдукционного вещества, нарисованной японскими авторами на основе данных сейсмической томографии [Maruyama, 1994; Fukao et al., 1994].

Таким образом, учитывая вышеприведенные данные и соображения, приводится формулировка модели двухъярусной термохимической конвекции в мантии, характеризующейся двумя исходными положениями:

1. Основная генерация положительной плавучести (создание относительно легкого вещества) происходит на границе ядро-мантия в результате развивающейся здесь гравитационной дифференциации мантийного вещества; основная генерация отрицательной плавучести (создание тяжелого вещества) происходит в верхней мантии в результате процесса эклогитизации океанской коры в зонах субдукции.

2. Конвекция имеет две основные моды: двухъярусную, когда ячейки в нижней и верхней мантии развиваются без обмена веществом через разделяющую их фазовую границу, и одноярусную моду, которая характеризуется прорывом через фазовую границу вещества нижней мантии в верхнюю и наоборот.

6.3.5. Математическая формулировка задачи термохимической конвекции

Модели конвекции в мантии, учитывающие химические неоднородности мантийного вещества либо в форме пассивных примесей [Davies, 1990; Kellog, Turcotte, 1990], либо в виде химического фактора плавучести [Кеонджян, 1980; Кеонджян, Монин. 1980; Монин и др., 1987; Kellog, King, 1993; Van Keken et al., 1997], все эти годы рассматривались целым рядом ученых, начиная с 80-х годов, несмотря на доминирование работ по чисто тепловой конвекции в мантии.

http://jurassic.ru/

Воспользуемся для численного моделирования приближением Буссинеска, согласно которому малые изменения плотности учитываются только в силе тяжести, причем в виде линейной зависимости:

$$\rho = \rho_o (1 - T - c). \quad (12)$$

Считая коэффициенты вязкости – η, температуропроводности – χ и теплового расширения – β, а также ускорение свободного падения – g и плотность – ρ (в остальных слагаемых) неизменными в пределах мантийного слоя, примем хорошо известную модель ньютоновской жидкости большой вязкости.

В безразмерных переменных эта модель имеет вид:

$$\mathrm{Div}\mathbf{V} = 0, \quad (13)$$

$$\nabla p - \mathrm{Ra}\,(T + c)\cdot\mathbf{e}_r = \Delta \quad (14)$$

$$\partial T/\partial t + \bar{\mathbf{V}}\cdot\nabla T = \Delta T + q \quad (15)$$

$$\partial c/\partial t + \bar{\mathbf{V}}\cdot\nabla c = k \quad (16)$$

Критериями подобия модели являются число Рэлея и параметр α

$$\mathrm{Ra} = g\beta T_o L^3/\chi\eta \ , \ \alpha = 1/\beta T_o. \quad (17)$$

Здесь L – характерный линейный размер, T_o – перепад температур. Число Прандтля в силу большой вязкости принимается бесконечным, поэтому в уравнение движения (14) не входят инерционные члены. Объемные члены в уравнениях (15-16) позволяют моделировать поступление тепла и изменение состава мантийного вещества при наличии химических или фазовых превращений, а также в результате радиоактивного распада или вязкой диссипации.

Граничные условия, выставляемые на внешней и внутренней границах мантийного слоя, сохраним в традиционном виде. То есть будем считать, что границы фиксированы и на них выполняются условия изотермичности, непротекания и отсутствия касательных напряжений:

$$r_1 : T = 0, \ Vr = 0, \ \tau = 0 \quad (18)$$

$$r_2 : T = 1, \ Vr = 0, \ \tau = 0 \quad (19)$$

Заметим, что граничные условия для концентрации C не требуются, поскольку в уравнение (16) не входит диффузионный член.

Кроме граничных условий для проведения расчетов (13-16) необходимо также задавать начальные распределения температуры и концентрации, что будет делаться в дальнейшем при описании численных экспериментов.

Система уравнений (13-16) записана в инвариантном, т. е. независящем от выбора конкретной системы координат виде. Выбор координат или, иначе говоря, геометрии модели является важным звеном численного моделирования. Распространенными 2D геометрическими моделями являются декартовы, сферические и цилиндрические системы координат с отсутствием в них одной координаты (плоские и асимметричные течения). С точки зрения геодинамики недостатком полярных координат является то обстоятельство, что радиальная скорость пропорциональна 1/r , а не $1/r^2$ как в реальной мантии [Монин и др., 1987]. Это различие можно учесть соответствующей формой записи уравнений (13-16). Такая форма записи уравнений соответствует рассмотрению конвекции в тонком круговом слое с коническими (наклонными) боковыми стенками, которые считаются скользкими и теплоизолированными.

Строгое обоснование двухмерной записи уравнений для тонкого конического кругового слоя может быть получено путем предельного перехода в рамках трехмерной задачи, записанной в сферических координатах. Чтобы показать отличие в используемой двухмерной модели (13-16) от цилиндрического случая, приведем запись уравнения неразрывности в координатах r, ϕ:

$$\mathrm{Div}\mathbf{V} = (1/r^2)\partial r^2 V_r/\partial r + (1/r)\partial V\phi/\partial\phi = 0 \quad (20)$$

Тогда можно ввести функцию тока Ψ, полагая, что:

$$Vr = 1/r^2\partial\,\Psi/\partial\phi, \ V\phi = -\,1/r\,\partial\Psi/\partial r \quad (21)$$

$$\Delta = (1/r^2)[\partial/\partial\, r\,(r^2\partial/\partial\, r) + \partial^2/\partial\phi^2\,] = 0 \quad (22)$$

Перед составлением алгоритма была проведена конечно-разностная аппроксимация исходных уравнений в частных производных на равномерной координатной сетке, при этом использование центральных разностей обеспечивает второй порядок точности аппроксимации по пространственным переменным.

Интегрирование по времени уравнений (15,16) осуществлялось попеременно-треугольным методом [Марчук, 1989], а для решения краевых задач, определяющих поле скоростей на каждом временном слое, т. е. уравнений (13,14), использовался многосеточный метод (мультигрид) [Шайдуров, 1989].

Таким образом, полный алгоритм состоит из двух независимых программ. Каждая программа в отдельности (представляет решение линейного уравнения) тестировалась по аналитическим решениям. Совместное использование программ для решения общей нелинейной задачи тестировалось по достоверным экспериментальным данным и показало хорошую точность алгоритма.

6.3.6. Некоторые закономерности стационарной двухъярусной термической конвекции

Для лучшего понимания комбинированной конвекции начнем исследование с более простого случая. Выберем Ra = 10 , α = 10 и α c = 3.5 в верхней мантии,

http://jurassic.ru/

0 – в нижней, что соответствует разности плотностей 0.175г/см^3. При этих значениях определяющих параметров наблюдается выход на двухъярусные стационарные (точнее говоря, геологически долго существующие) режимы. При этом, так же как в одноярусном случае, имеет место множественность стационарных режимов, и выход на тот или иной режим предопределяется начальным распределением температуры и концентрации, однако набор результирующих режимов в двухъярусном случае становится богаче.

Типичные стационарные режимы чисто тепловой конвекции, наблюдаемые при моделировании, показаны на рис. 6.15 и 6.16 (цв. вкладка). В случае рис.6.15а (сектор мантии – 90°) в верхней мантии наблюдаются сильно вытянутые конвективные ячейки, длина которых соответствует ячейкам в нижней мантии, а направления вращения верхних и нижних ячеек противоположны (при этом вещество по разные стороны границы раздела движется в одном направлении). Такое противоположное направление вращения отмечено на рисунках серым цветовым фоном.

Другая характерная ситуация представлена на рис. 6.16а (цв. вкладка) (сектор -150°). Здесь размеры конвективных ячеек в верхней мантии не совпадают с размерами нижнемантийных ячеек. Можно сказать, что сильно вытянутые верхнемантийные ячейки распадаются на менее вытянутые ячейки, направления вращения в которых чередуются и по-разному соотносятся с направлением вращения в нижней мантии. Возможность любого сочетания вращений в дифференцированной мантии следует отнести к принципиальному геодинамическому результату. Распределение температуры (диктующее гидродинамическую картину) показано на рис. 6.15б и рис. 6.16б (цв. вкладка), оно поясняет ситуацию, демонстрируя свойственную тепловой конвекции самоорганизацию.

На рис. 6.15а отчетливо прослеживаются другие интересные закономерности двухъярусной конвекции. Ячейки с противоположным вращением, т. е. поддерживаемые вязким сцеплением с нижней мантией, имеют большую протяженность, чем ячейки с одинаковым вращением, которые притормаживаются нижнемантийным течением. Распавшиеся верхнемантийные ячейки приобретают трапециевидную форму и характеризуются наклонными смежными границами, т. е. отвечают наклонным зонам субдукции, причем прилегающая к нижней мантии сторона в противоположно вращающихся ячейках является большей, а в одинаково вращающихся ячейках – меньшей. Указанные закономерности свидетельствуют о том, что противоположное вращение и совместное движение вещества вдоль границы раздела является предпочтительным.

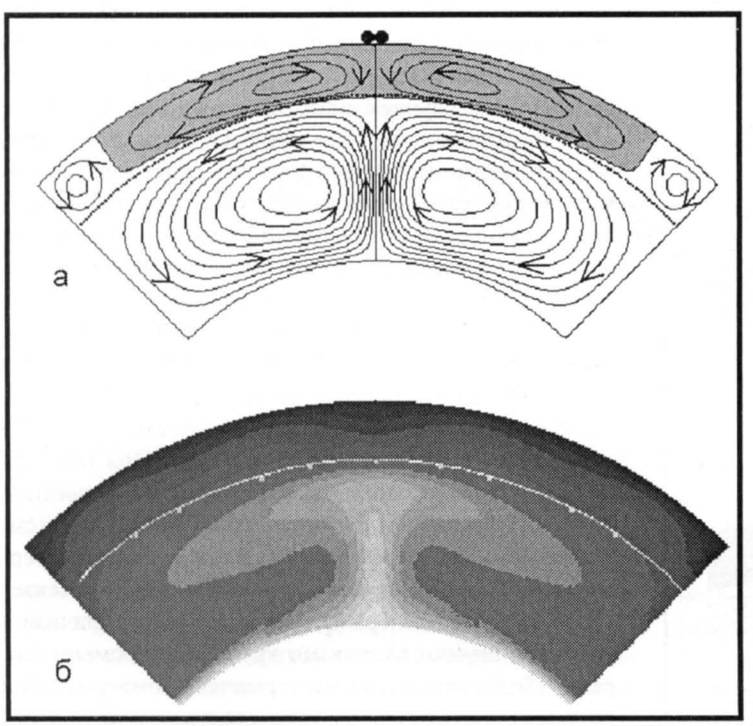


Рис.6.15. Установившийся режим двухъярусной термической конвекции в мантии для сектора 90 градусов
а) картина течений; б) картина распределения температуры

6.3.7. Характерные элементы термохимической конвекции

Перейдем на следующую ступень численного моделирования, добавив к термической конвекции элементы химической природы. Из двух рассмотренных выше стационарных режимов выберем более вероятный режим двухъярусной конвекции с противоположным вращением и зададим его в качестве начального состояния для нового моделирования, но добавим к нему тонкий слой легкого вещества химического происхождения, расположенный у границы с ядром. Вопрос о конкретном механизме образования легкого подслоя требует отдельного исследования и выходит за рамки данной работы. Отметим лишь, что импульсный характер геодинамического процесса был смоделирован в результате учета нелинейной зависимости вязкости мантийного вещества от скорости его деформации [Котелкин, Лобковский, 1999]. В этом случае легкий подслой накапливается постепенно во время гидродинамического застоя. Альтернативный механизм быстрого появления легкого вещества в мантии предполагает перевороты в виде мелкомасштабной валиковой конвекции разделяющего мантию и ядро слоя D″, перевороты же происходят из-за потери устойчивости этого слоя.

На рис. 6.17 – 6.19 приведены результаты численного моделирования для трех значений плавучести с легкого вещества, внедренного в нижнюю мантию, а именно 10, 4 и 3. Это

http://jurassic.ru/

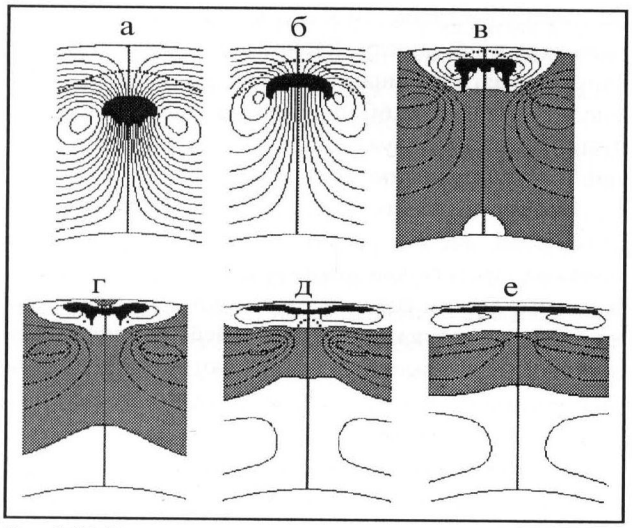


Рис.6.17. Развитие мощного суперплюма при термохимической конвекции

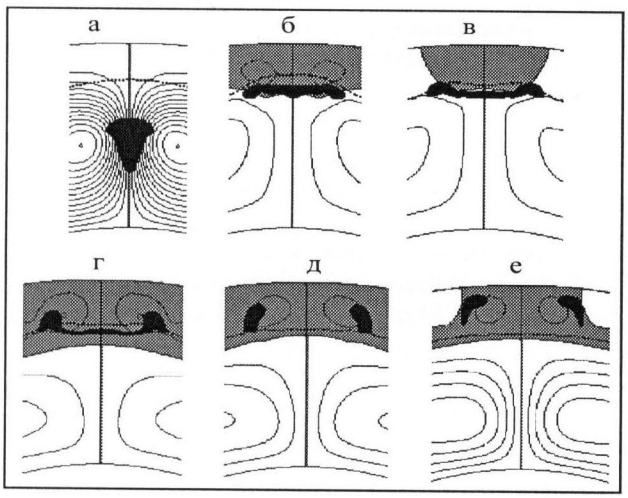


Рис.6.18. Образование "вторичных" региональных плюмов при термохимической конвекции

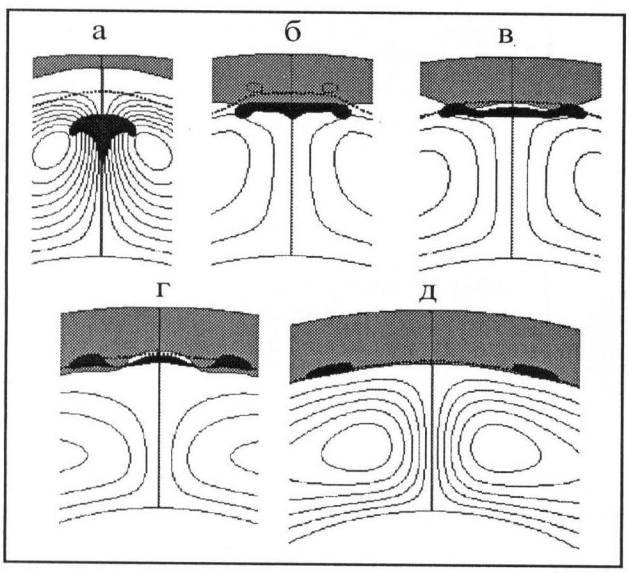


Рис.6.19. Развитие "слабого" нижнемантийного плюма и формирование переходного слоя в мантии

эквивалентно разности с плотностью нижнемантийного вещества, соответственно, 0.5г/см^3 , 0.2г/см^3 и 0.15 г/см^3. Напомним, что для верхнемантийного вещества эта разность составляет 0.175г/см^3. В нашем алгоритме предусмотрен вывод результатов численного моделирования на экран монитора, что позволяет наблюдать детальную картину исследуемого процесса, тогда как на рис. 6.17 – 6.19 приведены лишь ключевые моменты компьютерного моделирования. Во всех трех случаях сначала происходит латеральное перемещение легкого вещества к точке отрыва восходящего потока, при этом первоначально размазанное тонким слоем легкое вещество собирается в компактную объемную конфигурацию. Затем происходит вертикальное всплытие легкого вещества по центру восходящего потока, который значительно усиливается всплывающей добавкой. Количественные различия в плавучести (недостатке плотности) легкого вещества начинают проявляться с момента его подхода к границе раздела.

В первом случае большой плавучести легкое вещество, приближаясь к границе раздела, показанной на рис. 6.17 – 6.19 черными точками, одновременно активно перемещает ее вверх перед собой, см. рис.6.17-а,б,в. В этом случае (вариант суперплюма) граница раздела поднимается всплывающим веществом почти до "верха" (т.е. до астеносферы или литосферы), см. рис.6.17в, и только там легкое вещество проходит через границу раздела, см. рис.6.17в,г. После этого легкое вещество расплывается вдоль "верхней границы мантии" (подошвы литосферы), а граница раздела возвращается к положению равновесия, индуцируя при этом обратное вращательное движение в средней части мантии, см. рис.6.17д,е (серый цвет). В связи с рассмотренным случаем отметим особенность модели, ярко проявляющуюся на рис.6.17, которая состоит в том, что граница раздела фаз, т. е. граница между верхней и нижней мантией является свободной, а не фиксированной или слабо отклоняющейся от отметки 670 км, как в расчетах других авторов [Christensen, Yuen, 1985].

Во втором случае умеренной плавучести (см. рис.6.18) граница раздела значительно меньше приподнимается над всплывающим легким веществом (см. рис.6.18а,б), но этого оказывается достаточно, чтобы затормозить его вертикальное движение. При этом легкое вещество под действием термической конвекции начинает расплываться вдоль границы раздела (см. рис.6.18б, в), одновременно (будучи немного легче верхнемантийного вещества) оно постепенно пересекает эту границу, но теперь уже не одним суперплюмом в центре, а двумя отдельными крупными плюмами (см. рис.6.18г,д), разнесенными термической конвекцией в разные стороны от центра восходящего потока в нижней мантии. Таким образом, под действием термической конвекции один нижнемантийный плюм (см.рис.6.18а) распадается на два верхнемантийных плюма (см.рис.6.18е).

http://jurassic.ru/

В третьем случае, когда внедряющееся легкое вещество немного тяжелее вещества верхней мантии, оно занимает свое "законное" место на границе раздела фаз и при этом также делится термической конвекцией на две части, движущиеся вдоль фазовой границы. Характерные фрагменты этого численного опыта показаны на рис.6.19.

Представленные три случая являются, на наш взгляд, базисными событиями нестационарной термохимической мантийной конвекции, определяемой генерацией "легкого" вещества на границе ядро-мантия в результате протекающего здесь процесса дифференциации нижнемантийного вещества.

Наряду с этим, в верхней мантии развивается противоположный процесс генерации "тяжелого" вещества за счет фазового перехода типа "габбро-эклогит", происходящего в зонах субдукции при погружении океанской базальтовой коры до глубины порядка 100км. Было проведено численное моделирование термохимической ("термоэклогитовой") мантийной конвекции, обусловленной фактором отрицательной плавучести (эклогитизации), действующим в зонах субдукции с учетом фазового эндотермического перехода на границе 670км. На рис.6.20 представлены характерные фрагменты эволюции конвектирующей мантии в виде распределения плотностных аномалий, при этом более темный цвет соответствует избыточной плотности "тяжелого" эклогитового вещества. Из полученной картины хорошо видно, что эндотермический фазовый переход на границе 670км с отрицательным наклоном кривой Клайперона-Клаузиуса приводит к задерживанию субдуцируемых "эклогитовых струй» на этой границе и к накоплению "тяжелого" материала вблизи подошвы верхней мантии. После этого в какой-то момент времени при накоплении критической массы тяжелого вещества происходит быстрая перестройка конвекции, что выражается в прорыве фазовой барьерной границы и в погружении "тяжелого" эклогитового материала в нижнюю мантию (рис.6.20).

В итоге выполненного моделирования получился достаточно полный набор базисных событий, пространственно-временное чередование которых способно охватить общее течение глобального геодинамического процесса.

6.3.8. Численное моделирование глобальной эволюции Земли

В предыдущих разделах, посвященных численному моделированию мантийной конвекции, исследовались отдельные стороны термохимической конвекции в мантии, а именно: подъём легкого мантийного вещества с границы ядро-мантия с образованием глобальных и региональных плюмов, погружение тяжелого мантийного вещества с учетом эклогитизации океанской коры в зонах субдукции, перемежающийся характер мантийной конвекции, обусловленный эндотермическим фазовым переходом на глубине 670 км [Лобковский, Котелкин, 2000].

Однако отдельные фрагменты эволюции, даже удачно смоделированные, еще не дают целостной картины геодинамического развития Земли на протяжении всей ее истории. Поэтому перед исследователями, использующими современные компьютерные технологии в 21-м веке, стоит фундаментальная проблема численного моделирования реальной эволюции Земли от момента ее аккреции до современного состояния. В недавней работе [Лобковский, Котелкин, 2003] были приведены некоторые результаты такого полного моделирования глобальной эволюции Земли на протяжении всей ее геологической истории.

Численное моделирование проводилось в рамках изложенной выше модели термохимической мантийной конвекции. Скорость погружения плит с океанской корой в данной модели определяла скорость "производства" тяжелой эклогитовой компоненты в зонах конвергенции. При этом число зон субдукции, места их расположения и скорость погружения вещества не задавались произвольно, а определялись самим характером конвекции, т.е. процессы мантийной конвекции и генерации тяжелой компоненты оказываются полностью взаимосвязанными и самосогласованными. При численном моделировании тяжелая компонента вводилась в верхнюю мантию со всех конвергентных границ конвективных ячеек в виде тонких струй эклогитизированной океанской коры. Аналогичным образом моделировался процесс самогенерации легкой компоненты у границы ядро-мантия.

2D моделирование проводилось с учетом сферичности Земли в коническом щелевом секторе мантии со следующими параметрами: $1 > r/r_0 > 0.55$, $120^0 > \varphi > 0^0$; расчетная сетка включала 128 ячеек по координате r и 384 ячеек по координате φ. Таким образом, для одной ячейки брались параметры: dr = 25 км, rdφ = 18-35 км. На боковых границах использовались условия периодичности. Граничные условия для безразмерной температуры принимались, соответственно, для верхней границы T=0, для нижней – T=1. Граничные условия для концентрации тяжелого и легкого вещества, радиальной скорости и касательных напряжений брались одинаковыми (т.е.-нулевыми) для верхней и нижней границ: $\partial C/\partial n = 0$, $V_r = 0$, $\tau_{r\varphi} = 0$.

В численных экспериментах использовались различные начальные условия, при этом было установлено, что мантия "помнит" свое начальное состояние длительное время, сравнимое со временем существования Земли. В этой связи естественно предположить, что глобальная асимметрия строения и эволюции Земли может быть обусловлена именно асимметричными начальными условиями. В качестве начального распределения температуры было принято распределение, близкое к полученному в модели аккреции Земли с учетом ее

http://jurassic.ru/

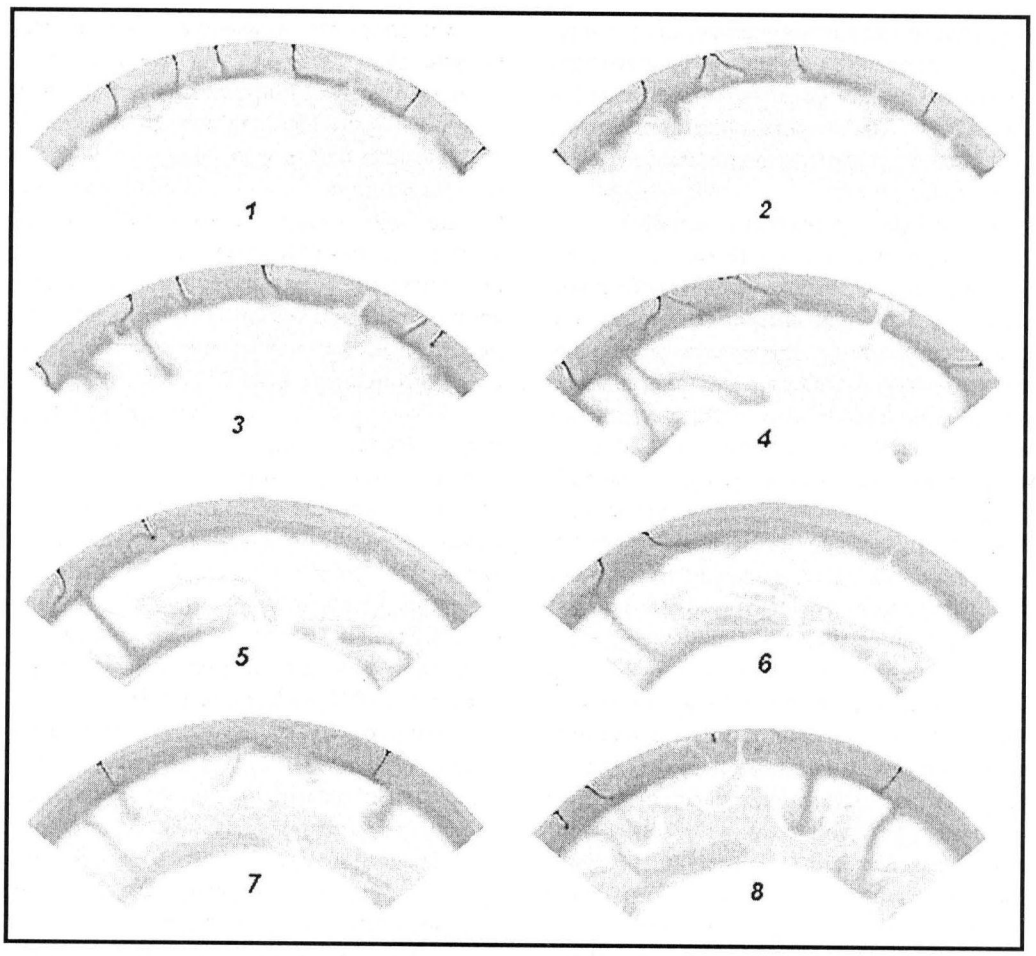


Рис.6.20. Характерные распределения избыточной плотности в двухъярусной мантии при термоэклогитовой конвекции: 1-8 – последовательные стадии развития процесса

ударного нагревания на ранней стадии аккреции [Сорохтин, Ушаков, 2002].

В процессе выполнения массовых численных экспериментов были "нащупаны" значения определяющих параметров, при которых принятая модель глобальной эволюции Земли наилучшим образом соответствует данным исторической геологии. Эти значения следующие: число Рэлея $Ra = 1.310^7$; наклон фазовой кривой Клайперона-Клаузиуса $\gamma = -2,5$ МПа/град; концентрация тяжелого вещества, соответствующая разности плотности между эклогитовой компонентой и мантией, $\Delta\rho = 0,2$ г/см^3 при толщине тяжелого слоя (отвечающего базальтовому слою океанской коры) $h = 4$ км; концентрация легкого вещества, соответствующая разности плотности между продифференцированной на границе ядро-мантия компонентой и нижней мантией, $\Delta\rho = -0,023$ г/см^3 при толщине слоя $h = 20$ км.

При указанных значениях определяющих параметров удалось выйти на устойчивый численный эксперимент, интегральный результат которого удивительным образом коррелируется с основными хронологическими этапами эволюции Земли. Действительно, виртуальный геодинамический процесс, "запущенный" около 4 млрд лет назад путем слабого возмущения начального состояния Земли, быстро разогнался и, набрав огромную кинетическую энергию, сначала реализовался в интенсивной архейской геодинамике, а затем вышел на циклический режим, выразившийся четырьмя глобальными циклами, которые прекрасно совпали с геологическими данными о развитии суперциклов Вильсона [Лобковский, Котелкин, 2003].

На рисунке 6.21а-в (цв. вкладка) изображен анимационный ряд полученной виртуальной картины гидродинамической эволюции Земли, состоящий из 54 кадров компьютерного фильма, распределенных по трем панелям, каждая из которых включает 18 кадров. Красным цветом изображено относительно "горячее" и/или "легкое" вещество, а синим – "холодное" и/или "тяжелое". Первая панель изображает начальную стадию эволюции Земли, причем временной интервал между последовательными кадрами выбран порядка 100 млн лет (см.рис. 6.21а, цв. вкладка). Видно, как стремительно развивается начальное возмущение, приводя к глобальной асимметрии строения и эволюции Земли, а также к развитию архейской геодинамики, отображенной в первых 10 кадрах. Кадры 11, 12 и 13 данной панели де-

http://jurassic.ru/

монстрируют развитие первого общемантийного нисходящего потока – аваланша и компенсирующего глобального восходящего потока – суперплюма. Кадры 14-17 показывают развитие нового плюма, доходящего до подошвы верхней мантии и расплывающегося вдоль нее. Наконец, на последнем 18 кадре первой панели показан результат развития нового нисходящего аваланша.

На следующих двух панелях, по 18 кадров каждая, изображены основные характерные черты глобальной геодинамической эволюции Земли (см. рис. 6.21б,в, цв. вкладка). Для этих двух панелей временной шаг между соседними кадрами был уменьшен примерно вдвое по сравнению с кадрами первой панели, т.е. составлял около 50 млн лет. Полученная картина глобальной эволюции Земли наглядно показывает ведущую роль мощнейших нисходящих общемантийных потоков – аваланшей и связанных с ними общемантийных суперплюмов, которые возникают с определенной периодичностью, определяя таким образом геологические суперциклы Вильсона. Кроме этой глобальной закономерности первого порядка, полученная модельная картина отражает целый ряд других особенностей эволюции Земли, в частности, развитие субдукционных потоков и региональных плюмов, ограниченных верхней мантией, взаимодействие нижнемантийных плюмов с фазовой границей между нижней и верхней мантией, накопление больших масс "горячего" восходящего и "холодного" нисходящего вещества вблизи фазовой границы и горизонтальное растекание этого вещества вдоль нее. Необходимо подчеркнуть, что многие представленные здесь кадры эволюции очень напоминают многочисленные картины глубинного строения Земли, полученные за последние два десятилетия по данным сейсмической томографии.

В заключение следует отметить, что разработанная термохимическая модель конвекции в мантии и выполненное на ее базе численное моделирование глобальной эволюции Земли на протяжении всей ее геологической истории создают реальную количественную основу для регионального геодинамического анализа эволюции осадочных бассейнов разного типа, чему во многом посвящена данная монография.

6.4. Обзор геодинамических моделей погружения осадочных бассейнов

6.4.1. Основные механизмы погружения ОБ

Происходящие в литосфере процессы являются одним из наиболее важных факторов, определяющих эволюцию ОБ. Их влияние может быть подразделено на три класса [Ершов, 1999]: 1) механическое влияние, связанное с деформациями литосферы и определяющее погружение, приводящее к образованию осадочного чехла и его деформации; 2) термальное влияние, определяемое величиной теплового потока из фундамента в осадочный чехол; 3) термо-механическое влияние интрузий.

Моделирование деформаций литосферы является чрезвычайно сложной задачей, решение которой получено только для простых случаев, поэтому важно использовать упрощенные модели. Влияние деформаций в литосфере на ОБ проявляется в истории его погружения, которую можно определить, расшифровывая "осадочную летопись". Поэтому литосферные деформации в моделях ОБ учитываются по-возможности кинематически (т.е. без расчета сил и моментов) на основании восстановленной истории его погружения или с использованием упрощенных моделей (как, например, модель тонкой упругой пластины).

Для определения термального влияния необходимо иметь модель термальной эволюции литосферы. Модель тепловой эволюции строится на основании решения уравнения теплопроводности с учетом радиогенной теплогенерациии деформаций среды, определяемой также кинематически.

Термо-механическое влияние интрузий представляет собой предмет отдельного исследования и здесь не рассматривается. Эта проблема освещена в работах [Contact..., 1991; Galushkin, 1997].

При моделировании происхождения и развития ОБ основной искомой величиной является погружение поверхности, определяющее образование аккомодационного пространства и, в конечном итоге, образование и эволюцию ОБ. Поэтому модели деформации литосферы, рассматриваемые в данном контексте, получили название моделей погружения бассейна.

Погружение ОБ может происходить за счет реакции ("отклика") литосферы на горизонтальную (напряжения растяжения и сжатия) или вертикальную нагрузку, изменений вещества литосферы или подстилающей литосферу мантии. Основные механизмы погружения ОБ могут быть подразделены на следующие группы [Ершов, 1997]:

I. Результат напряжений, приложенных в горизонтальной плоскости: механическое перераспределение вещества как результат реакции литосферы на горизонтально приложенные силы в обстановках:

1) растяжения,

2) сжатия,

3) транспрессии/транстенсии.

II. Упругая реакция литосферы на вертикальную нагрузку одного из следующих типов:

1) механически смещенное вещество:

а) рельеф,

б) коровые корни,

в) литосферные корни,

г) внедрение мантийного материала в кору,

д) интрузии;

2) изменение плотности вещества литосферы в результате:

а) термального расширения/сжатия пород,

б) уплотнения осадков,

в) физико-химических превращений (диагенез, метаморфизм, фазовые переходы).

http://jurassic.ru/

III. Реакция на изменение нижних граничных условий в результате мантийных процессов.

Образование и эволюция ОБ в обстановке растяжения относительно хорошо изучены, но даже и в этом случае остается много нерешенных проблем. Поведение ОБ в обстановке сжатия, а также механизмы погружения за счет разных видов вертикальной нагрузки изучены намного хуже, и в настоящее время законченной и хорошо проверенной модели таких ОБ не существует. Обзор геодинамических моделей ОБ приведен в работе [Ершов, 1999].

Единственным точно известным на современный момент ограничением, которому должна удовлетворять любая модель, является требование изостатической компенсации, с рассмотрения которой мы начнем данный раздел. Наиболее известные из геодинамических моделей ОБ – это модели рифтинга и пострифтового термального погружения [McKenzie, 1978], модель образования передового прогиба за счет изгиба литосферы под нагрузкой орогена [Beaumont, 1981; Jordan, 1981], модели погружения за счет синкомпрессионного вдавливания [Cloetingh et al., 1989, Karner, 1986] и фазовых переходов в коре [Артюшков, 1993] или в верхней мантии [Лобковский и др., 1993], которые кратко рассмотрены ниже.

В рамках проблемы соотношения осадконакопления с геодинамическим режимом ОБ различного геодинамического типа рассматриваются также в главе 2.

6.4.2. Локальная и региональная изостазия

Изостатическая компенсация вертикальной нагрузки является одним из важнейших факторов, определяющих архитектуру бассейна. Понятие изостазии было введено в геофизику в середине XIX века. При измерениях поля земного тяготения было обнаружено, что наличие гор почти не сказывается на гравиметрических данных, а также, что поле силы тяжести в океанах почти такое же, как и на континентах. Следует учесть и тот факт, что в целом фигура Земли близка к равновесной фигуре вращающейся жидкости. Все это дало основания для вывода, что основные топографические особенности Земли гидростатически глобально скомпенсированы. Наглядно это можно представить так, как будто твердая литосфера плавает (в геологических масштабах времени) на жидкой астеносфере.

Термином изостазия обозначается принцип гидростатического равновесия применительно к литосфере Земли. Условие изостатического равновесия может быть выражено в виде следующего утверждения: полная масса любого вертикального столба единичного сечения от поверхности до глубины изостатической компенсации постоянна. Глубина изостатической компенсации определяется как такая глубина в мантии Земли, на которой мантийные породы в геологических масштабах времени текут подобно жидкости.

Однако полное изостатическом равновесие достигается только глобально. Детальные гравиметрические измерения показали, в масштабах порядка нескольких сотен километров существуют отклонения от изостатического равновесия, характеризующиеся аномалиями силы тяжести. Так, например, недеформированные предгорные области часто характеризуются значительными отрицательными аномалиями. Это обстоятельство получило объяснение в рамках модели, учитывающей упругие свойства самой литосферы. При этом считается, что вертикальная нагрузка компенсируется не локально, за счет выталкивающей (архимедовой) силы, вызванной опусканием подошвы литосферы непосредственно под местом приложения нагрузки, а региональноно, то есть за счет выталкивающей силы, вызванной упругим прогибом всей литосферы. При этом ширина области прогибания определяется упругими свойствами литосферы, и в частности параметром, именуемым эффективной упругой толщиной (ЭУТ) литосферы.

Изначально концепция региональной изостазии была применена для объяснения изгиба океанической литосферы под нагрузкой цепей вулканических островов и в зонах субдукции. Предположение, что вес островной цепи поддерживается за счет упругого изгиба океанической литосферы, позволило получить очень хорошую сходимость результатов расчетов с наблюдениями [Теркот, Шуберт, 1985]. Этот факт, свидетельствующий о том, что океаническая литосфера под действием нагрузки ведет себя как упругая плита на жидком основании, привел большинство исследователей к выводу, что и континентальная литосфера, несравненно более сложная, ведет себя аналогично.

Таким образом, общепринятая в недавнем прошлом концепция, утверждающая, что горы поддерживаются за счет утолщения коры непосредственно под ними, дополнилась в последнее время (70-е – 80-е годы) другой, согласно которой горные цепи находятся лишь в глобальном изостатическом равновесии, причем топография, равно как и глубинная нагрузка (положительная или отрицательная), поддерживаются не только за счет утолщения коры, но и за счет упругого изгиба твердой континентальной плиты (или плит), что и является причиной образования передовых прогибов. Дальнейшие исследования позволили обнаружить влияние этого фактора также и на погружение рифтовых ОБ. Региональная изостазия (совместно с термальным воздействием), в частности, считается ответственной за подъем плечей рифта.

В общем, механизм изостатической компенсации характеризуется жесткостью литосферы на изгиб (или эквивалентной ей эффективной упругой толщиной) [Теркот, Шуберт, 1985], которая зависит от реологических свойств литосферы, которые, в свою очередь, зависят от термического режима, величины приложенных напряжений и величины прогиба [Burov, Diament, 1995]. Области с прогретой литосферой обладают малой жесткостью, и поэтому здесь нагрузка компенсируется локально. Таким образом, локальная изостазия может рас-

http://jurassic.ru/

сматриваться как частный случай региональной при малой жесткости на изгиб.

Характерная длина волны упругого прогибания литосферы зависит от эффективной упругой ее толщины $\lambda \alpha T_e^{3/4}$.[Теркот, Шуберт, 1985]. Нагрузка, равномерно распределенная на расстоянии большем λ, будет локально компенсирована. Следовательно, в этом случае соотношения для локальной изостазии вполне удовлетворительно описывают ситуацию. Уравнения региональной изостазии следует привлекать только в случаях неоднородно распределенной поверхностной нагрузки, как в случае рифтовых ОБ или ОБ передовых прогибов.

Применительно к задаче моделирования ОБ можно отметить, что если локальная изостазия влияет только на величину погружения, вызванного другими причинами, то региональная – может рассматриваться как самостоятельная причина погружения бассейна, как, например, в случае погружения передовых прогибов, если рассматривать ОБ отдельно от орогена, нагрузка которого и вызывает погружение.

6.4.3. Упругое прогибание литосферы

Региональная изостазия реализуется за счет упругого прогибания литосферы. Считается, что в первом приближении механический отклик литосферы на приложенную вертикальную или горизонтальную нагрузку может быть описан в рамках модели тонкой упругой пластины. То есть реакция (прогибание) литосферы на приложенную нагрузку эквивалентна реакции (прогибанию) тонкой упругой пластины с соответствующим образом подобранными свойствами. Такая пластина называется эквивалентной упругой пластиной. Она характеризуется определенной толщиной (иначе называемой эффективной упругой толщиной литосферы) и положением срединной поверхности. Модуль Юнга эквивалентной пластины выбирается приблизительно равным модулю Юнга литосферных пород (70-90 ГПа).

Уравнение, описывающее изгиб тонкой упругой пластины, плавающей на жидком основании с плотностью ρ_{ast}, в простейшем случае цилиндрического изгиба (и, следовательно, плоской деформации) имеет вид:

$$\frac{d^2}{dx^2}\left(D(x)\frac{d^2w}{dx^2}\right)+\frac{d}{dx}\left(P\frac{dw}{dx}\right)+(\rho_{ast}-\rho_{sed})gw = q(x) \quad (23)$$

Здесь $D(x)$ – жесткость на изгиб, P – горизонтальные растягивающие или сжимающие силы на боковых границах пластины, $w(x)$ – вертикальное смещение пластины (последний член в левой части учитывает влияние выталкивающей архимедовой силы, действующей со стороны астеносферы на литосферу) и нагрузки осадков, $q(x)$ – другие виды вертикальной нагрузки (например, нагрузка рельефа). Эффективная упругая толщина (ЭУТ) литосферы T_e, связана с изгибной жесткостью D соотношением:

$$D = \frac{ET_e^3}{12(1-\nu^2)}, \quad (24)$$

где E – модуль Юнга, ν – коэффициент Пуассона. Она имеет величину порядка нескольких десятков километров и меняется по латерали и со временем. Зависимость ее от времени обычно представляют либо кусочно-постоянной, либо связывают с некоторой изотермой, либо вычисляют на основании реологической модели литосферы.

Изучение изгиба океанической литосферы показало, что ее ЭУТ зависит от возраста литосферы и соответствует глубинам между изотермами 300 и 600 °С модели остывающей плиты [Watts et al., 1980]. Существует много оценок величины эффективной упругой толщины литосферы для континентальной реологии, полученных, главным образом, на основании изучения передовых прогибов, послеледниковых поднятий и корреляции рельефа и гравитационных аномалий [Steckler, Watts, 1982; Watts, 1992 и др.].

Однозначной зависимости ЭУТ от возраста не получено, однако отмечено, что зависимость подобна океанической с учетом реологической расслоености континентальной литосферы. В работах [Burov, Diament, 1992, 1995] показано, что ЭУТ континентальной литосферы зависит как минимум от четырех параметров: теплового режима и расслоености литосферы, величины приложенных сил и кривизны плиты.

6.4.3.1. Модель формирования бассейнов передовых прогибов

Как уже говорилось, данная модель широко привлекается, в первую очередь, для объяснения погружения передовых прогибов. Модель погружения передового прогиба в результате упругого прогибания литосферы под действием нагрузки надвинутых покровов была предложена в [Jordan, 1981] и [Beaumont, 1981]. К. Бомон использовал вязко-упругую реологию, в то время как Т. Джордан – чисто упругую. В дальнейшем остановились на чисто упругой реологии, так как однородная вязкоупругая литосфера не могла бы долгое время поддерживать необходимые внутриплитные напряжения. Впоследствии данная концепция была использована в большом количестве исследований. Первоначально моделирование в рамках данной концепции было направлено на объяснение образования передовых прогибов. Очень скоро было показано, что только нагрузкой рельефа в большинстве случаев нельзя объяснить наблюдаемое погружение бассейна. В результате модельная система была усложнена, и кроме нагрузки покровов стали использовать некоторые дополнительные факторы, такие как внутрикоровая нагрузка за счет внедрения в кору тяжелого материала или фазовых переходов [Karner, Watts, 1983],

http://jurassic.ru/

изгибающий момент, действующий со стороны пододвигающейся плиты [Sheffels McNutt, 1986], нагрузка литосферных корней [Brunet, 1986]. Поскольку эти факторы не поддаются экспериментальной проверке, с их помощью удалось получить удовлетворительное соответствие моделей натурным наблюдениям.

В целом следует отметить, что данная модель хорошо описывает асимметричную форму передового прогиба и наличие периферийного поднятия. Кроме того, она исходит из тех же принципов, что и хорошо подтвержденная модель упругого прогибания океанической литосферы в зоне субдукции и под нагрузкой островных цепей, хотя упругие свойства континентальной литосферы не настолько хорошо определены как океанической.

Типичные модельные конфигурации показаны на рис. 6.22. Различают случаи с литосферой, сохраняющей целостность под орогеном (continuous plate model), и не сохраняющей (broken plate model). В качестве граничных условий задаются: нулевые смещения и моменты на краях, нулевой момент (для сломаной плиты) или нулевая первая производная (для цельной плиты) под орогеном и так называемое изостатическое условие, т.е. требование равенства суммарной выталкивающей силы всей системы полному весу орогена.

Мощность литосферы при упругом изгибе не меняется, и поэтому термический эффект связан только с увеличением глубины и экранированием мощного неконсолидированного осадочного покрова. Если возникновение орогена связано с закрытием океана, причем субдукция была направлена под бассейн, то необходимо учитывать термальный эффект, связанный с изменением характера конвекции в мантии над субдуцирующей плитой и соответствующее изменение теплового потока из мантии в литосферу.

6.4.3.2. Синкомпрессионное вдавливание и инверсия бассейнов

Первые попытки объяснить вертикальные движения земной поверхности как результат упругой реакции литосферы на горизонтальные напряжения были предприняты еще в начале прошлого столетия А. Смолуховским, а затем Ф. Вейнинг-Мейнецем [Stephenson, Cloetingh, 1991]. В последнее время данный механизм был использован для объяснения и моделирования внутриплитной складчатости: в Индийском океане [Weissel et al., 1980; Zuber, 1987]; в Австралии [Stephenson, Lambeck, 1985]; в Канаде [Stephenson et al., 1990]; в горной Азии [Nikishin et al., 1993; Beekman, 1994]; на всей территории Евразии [Nikishin et al., 1997], а также как одна из причин погружения ОБ [Karner, 1986; Cloetingh et al., 1989; Kooi et al., 1991].

Механически продольная нагрузка может вызвать поперечные движения плоской упругой пластины только после того, как приложенная сила превысит некото-

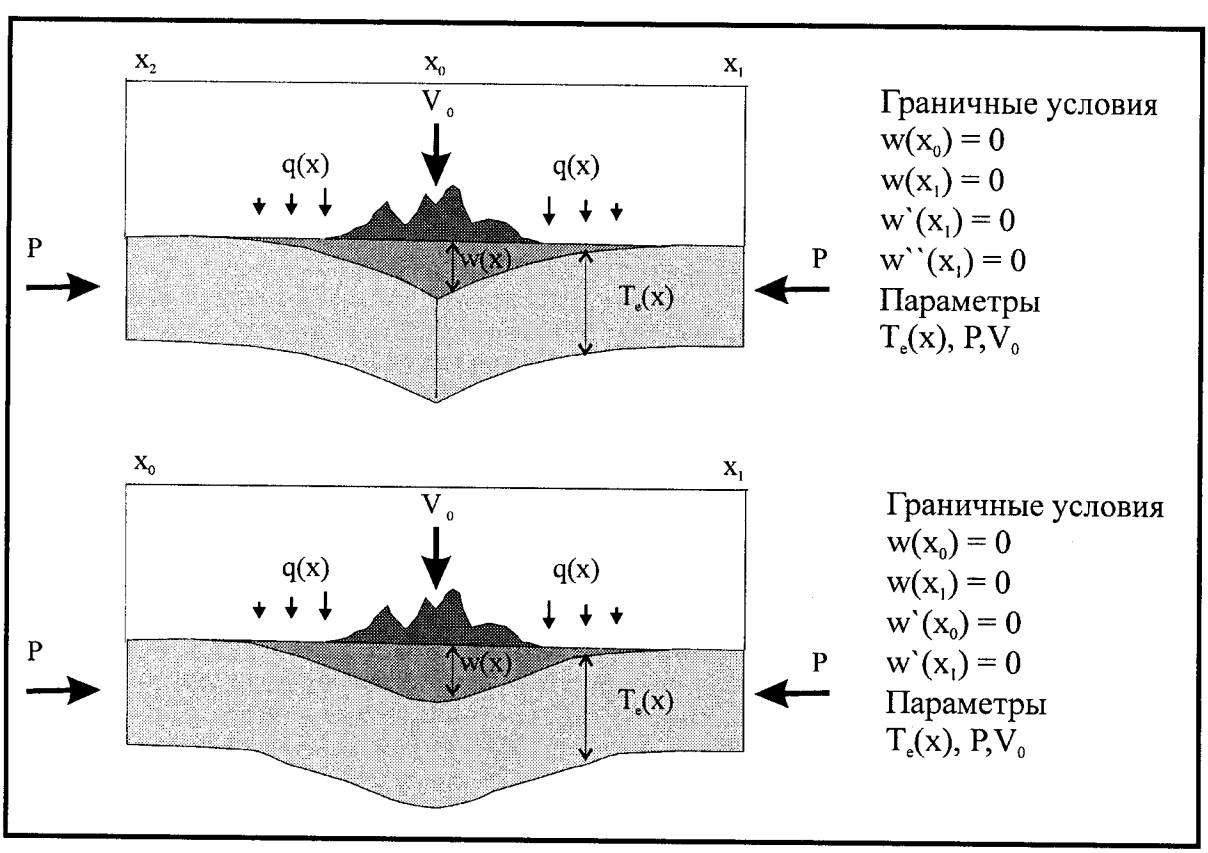


Рис. 6.22. Модельная конфигурация упругого прогибания литосферы под нагрузкой орогена в случае цельной плиты (снизу) и плиты с нарушенной сплошностью (сверху)

http://jurassic.ru/

рое критическое значение. Изгиб пластины в этом случае происходит в результате того, что изогнутое состояние становится энергетически более выгодным. Было показано, что литосфера не может деформироваться таким образом [Stephenson, Cloetingh, 1991], так как критическая сила, во-первых, много больше сил, рассчитанных в рамках модели тектоники плит, и, во-вторых, значительно превышает предел прочности пород литосферы. Второе ограничение особенно важно, так как оно означает, что литосфера "сломается" задолго до того как будет достигнута требуемая сила. Но горизонтальные силы могут привести к вертикальным движениям в случае, если эквивалентная пластина не плоская, то есть ее срединная поверхность имеет некоторый изгиб еще до начала деформации, является результатом неоднородностей структуры и термального состояния литосферы. Вертикальные движения в этом случае представляют собой результат усиления тех неоднородностей, которые обладают соответствующей длиной волны [Karner et al., 1993]. При этом различают два вида механизма – упругий и пластический. В первом случае амплитуда вызванных движений остается постоянной во времени, во втором – возрастает при условии постоянства приложенной силы. В обоих случаях размер вертикальных движений зависит от величины исходных неоднородностей и приложенной силы. Показано [Ershov, 1998], что даже небольшие термальные аномалии могут вызвать большие отклонения срединной поверхности (более 50 км), при которых величина вертикальных движений будет значительна даже при средних величинах приложенных сил. В случае значительных неоднородностей термического режима и структуры литосферы и больших приложенных силах амплитуда вертикальных движений может достигать нескольких километров [Коротаев, 1998].

6.4.4. Растяжение и последующая термальная релаксация литосферы

Традиционно выделяют два типа растяжения литосферы: пассивное и активное. Под пассивным понимают растяжение, являющееся следствием приложенных внутриплитных растягивающих сил, распространяющихся от границ плит; при активном растяжении сами эти силы возникают в результате сводового поднятия литосферы над горячей точкой. Кроме того, в качестве отдельного механизма может быть рассмотрено посторогеное растяжение, происходящее в результате высвобождения потенциальной энергии, сосредоточенной в утолщенной коре орогена.

Утонение литосферы является следствием: а) непосредственно растяжения, т.е. горизонтального перемещения материала, б) эрозии сводового поднятия, в) эрозии литосферы снизу мантийными течениями.

Последние два фактора наиболее характерны для активной модели. В обеих моделях растяжение литосферы тесно связано с подъемом астеносферы и термической аномалией. При пассивном рифтогенезе растяжение литосферы приводит к ее утонению и пассивному подъему горячей астеносферы. При активном рифтогенезе причиной аномалии является разогретое мантийное вещество горячей точки.

Результаты моделирования показали, что как локальное растяжение, вызванное сводовым поднятием над горячей точкой, недостаточно для сколько-нибудь значительного утонения литосферы, так и величина внутриплитных растягивающих сил недостаточна для раскола холодной литосферы, и, следовательно, требуется предварительный ее прогрев. Таким образом, в природе, вероятно, имеет место некая комбинация механизмов активного и пассивного рифтинга.

Структурно (геометрически) выделяют модели растяжения путем чистого сдвига (модель Маккензи), простого сдвига (модель Вернике) или их комбинацию (рис.6.23).

Наиболее распространенная сейчас модель рифтинга была предложена Д. Маккензи [McKenzie, 1978]. Впоследствии она была успешно применена для объяснения эволюции многих рифтовых бассейнов мира. Основные принципы ее просты: рифтинг предполагается мгновенным и состоит в равномерном утонении литосферы и связанным с этим адиабатическим изменением распределения температур; синрифтовое погружение определяется локальным изостатическим равновесием утонившейся литосферы, пострифтовое – релаксацией возмущенного распределения температур и сопутствующим охлаждением и утяжелением литосферы. Соответственно погружение разделяют на погружение по разломам (синрифтовое) и термальное (пострифтовое). Было показано, что растяжение можно считать мгновенным, если его длительность не превышает $60/\beta^2$ млн лет, где β означает полное утонение литосферы [Jarvis, McKenzie, 1980].

Впоследствии модель была модифицирована: были введены поправки на время растяжения, неоднородность растяжения с глубиной (разная степень растяжения коры и мантийной части литосферы) и по латерали [Royden, Keen, 1980; Cohran, 1983, White, McKenzie, 1989 и др.], тепловое влияние интрузий [Quinlan, 1987]. Основное свойство данной модели – экспоненциальное уменьшение скорости изменения всех наблюдаемых параметров (и, в частности, скорости погружения) со временем.

Наиболее важным сделанным впоследствии дополнением в модель рифтинга и пострифтового погружения Д. Маккензи является использование региональной изостазии и в связи с этим необходимость более детального описания кинематики растяжения, в частности задания уровня шейкообразования. Уровень шейкообразования определяется как глубина, на которой вертикальная составляющая перемещения, определяемого кинематическим заданием растяжения, равна нулю. То есть выше уровня шейкообразования в результате растяжения породы движутся вниз, а ниже – вверх. В зависимости от

http://jurassic.ru/

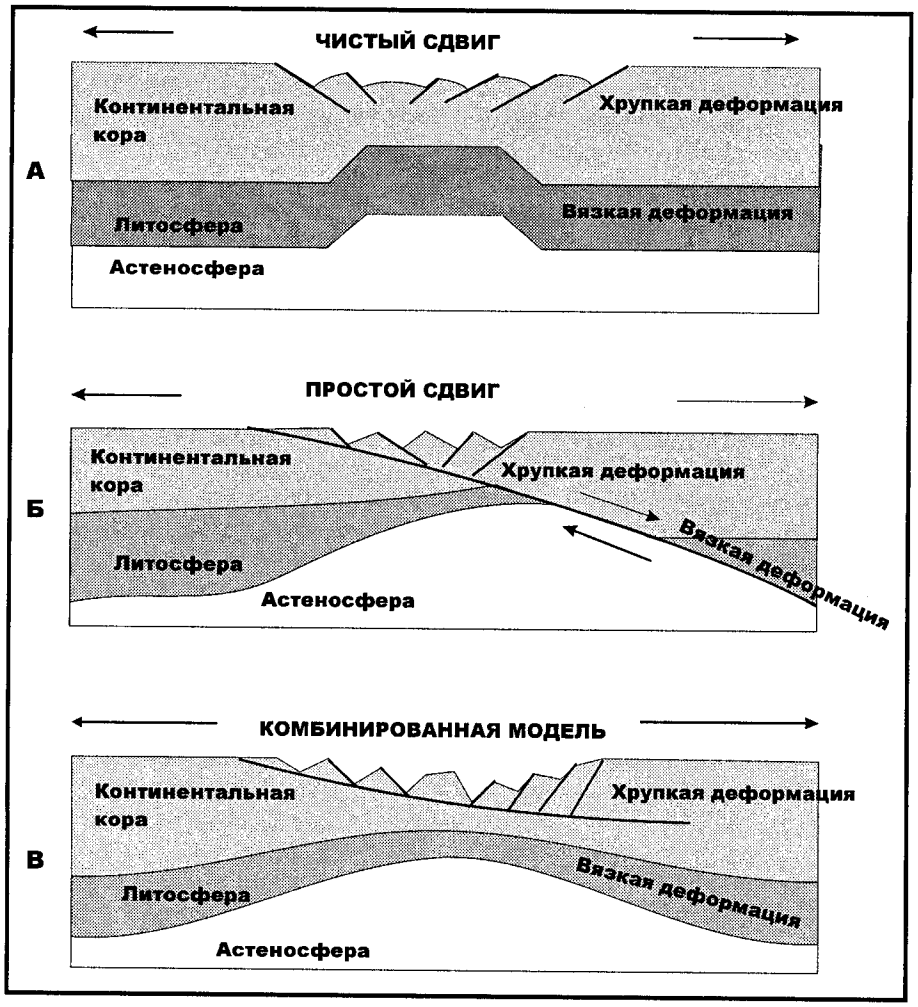


Рис. 6.23. Три основных структурных типа рифтогенеза: по механизму чистого сдвига (А), по механизму простого сдвига (Б), по смешанному механизму (В)

выбранного уровня шейкообразования в результате региональной изостатической компенсации может произойти как погружение, так и воздымание ОБ (рис.6.24) [Braun, Beaumont, 1989].

Численные модели рифтинга, основанные на модели Д.Маккензи, используют следующие основные принципы (в предположении, что разрез разбит на маленькие ячейки и вычисления производятся с некоторым достаточно малым шагом по времени): 1) растяжение на каждом шаге считается адиабатическим, при растяжении уменьшается мощность каждого элемента, а его температура сохраняется; 2) величина (фактор) растяжения каждого элемента определяется на основании заданной в качестве внешнего условия кинематики растяжения (в самом простом случае это может быть величина полного растяжения литосферы и промежуток времени в течение которого оно произошло); 3) при вычислениях учитываются изостатическая компенсация в результате изменения мощности литосферы, эффективное нагревание пород в результате растяжения, охлаждение пород со временем.

В качестве примера новейших моделей рифтинга можно привести модель, рассмотренную в работе [Kuznir, Ziegler, 1992] (рис. 6.25), предполагающую: 1) смещение по плоским разломам в верхней коре (угол и амплитуда определяются на основании геометрии осадочного разреза); 2) растяжение по механизму чистого сдвига в нижней коре с колоколообразным распределением бета-фактора $\beta = 1 + C\cos^2\left(\frac{\pi x}{w}\right)$; 3) установление регионального упругого изостатического равновесия после растяжения; 4) охлаждение и сжатие литосферы, определяемое на основании решения двухмерного уравнения теплопроводности с постоянными коэффициентами без учета радиогенной составляющей и теплового экранирования осадочного чехла.

Ввиду простоты данной модели, а также хорошей сходимости модельных результатов с наблюдениями модель Д.Маккензи получила столь широкое распространение, что иногда ее применяют для объяснения практически любого погружения в любом ОБ независимо от тек-

http://jurassic.ru/

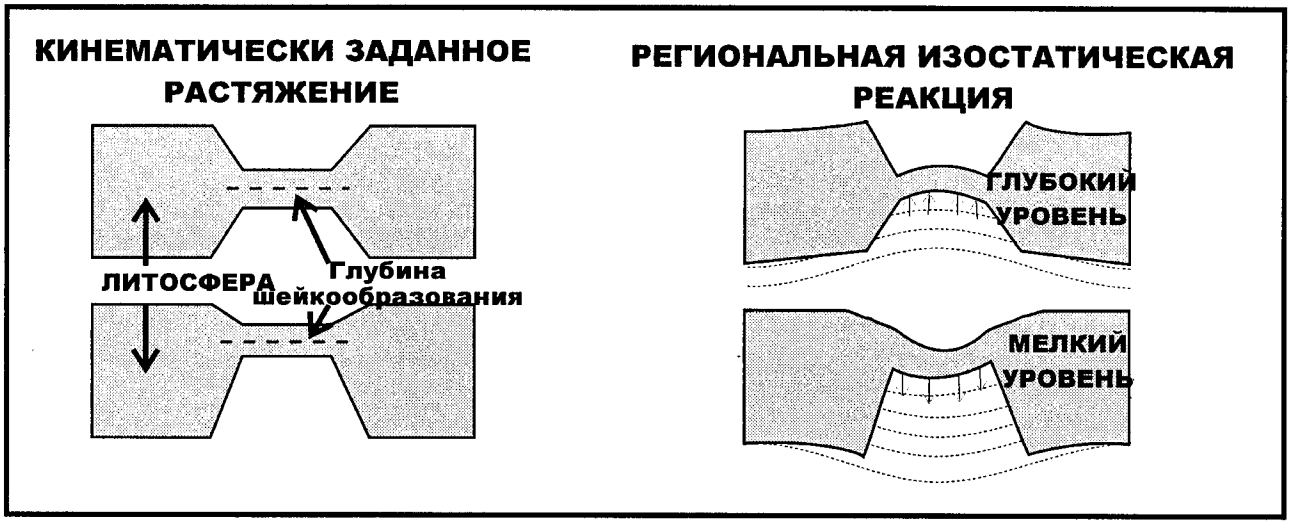


Рис. 6.24. Схема, иллюстрирующая изостатическую реакцию литосферы в зависимости от уровня шейкообразования при рифтогенезе

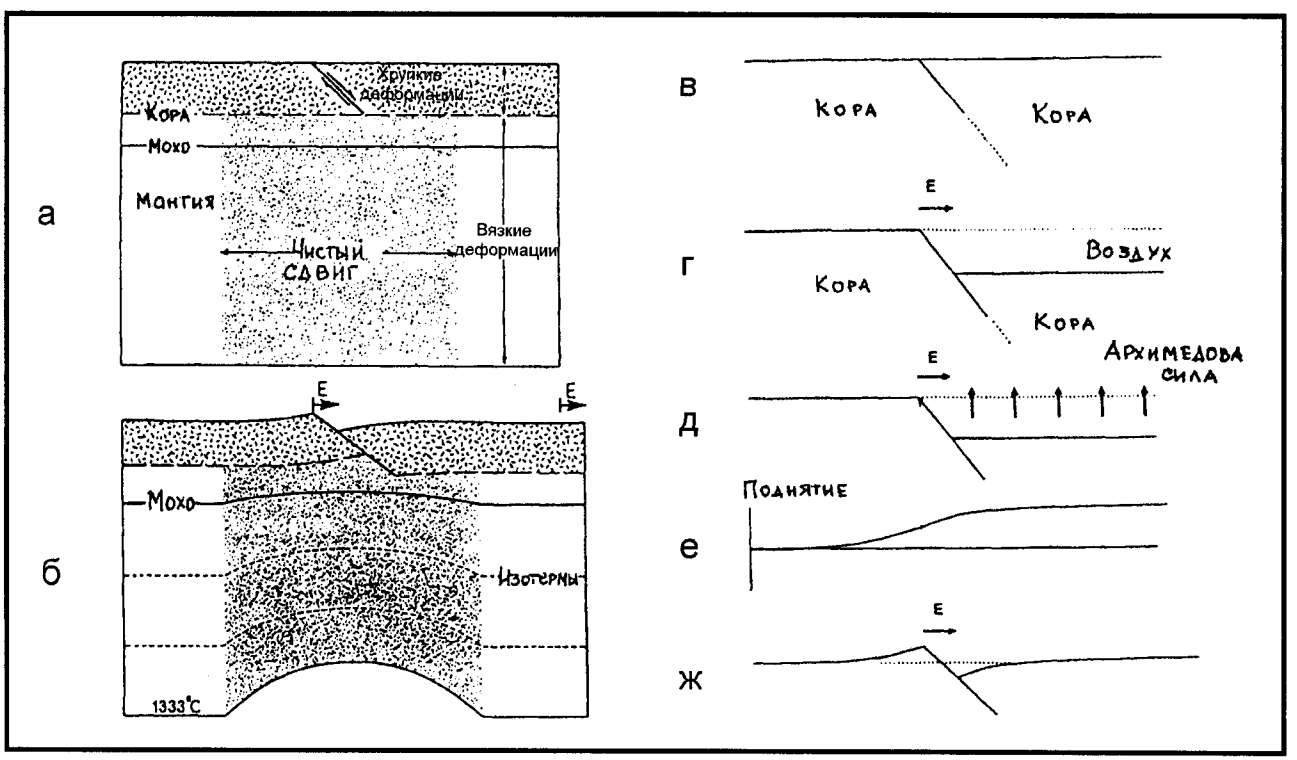


Рис. 6.25. Модель рифтинга Кушнира-Циглера: а – предрифтовая конфигурация; б – конфигурация непосредственно после растяжения; в-ж – последовательность шагов расчета перехода от а к б

тонической обстановки и условий седиментации, в которых находится ОБ в данный момент времени, причем модельная величина растяжения коры часто оказывается несопоставимой с наблюдаемой на сейсмических разрезах мощностью. Так, например, в работе [Van Wees et al., 1996] получено 10-кратное утонение литосферы Донецкого бассейна в результате растяжения в каменноугольное время, что явно не соответствует наблюдаемому на глубинных сейсмических разрезах утонению коры. Следует отметить, что хорошая сходимость наблюдений с расчетами является следствием упрощений, использованных при формулировке данной модели. Для ее корректного применения необходимо иметь геологическое обоснование для каждого конкретного этапа растяжения, вводимого в модель, и использовать эту модель только в тех случаях, где это имеет смысл с геологической точки зрения.

Несмотря на относительно хорошую разработанность упомянутой модели, существует ряд проблем, не получивших решения в ее рамках, которые, возможно,

http://jurassic.ru/

в будущем приведут к появлению следующего поколения моделей ОБ растяжения. К таким нерешенным пока вопросам можно отнести следующие:

1) пока не обнаружен источник необходимых сил, вызывающих раскол толстой, относительно холодной (и, следовательно, прочной) литосферы древних платформ (кратонов);

2) не получило удовлетворительного объяснения происхождение маломощных предрифтовых осадков, присутствующие во многих рифтовых бассейнах;

3) не окончательно выяснены причины подъема плечей рифта и долговременного стояния пассивных окраин, несмотря на то, что предложены несколько возможных объяснений этого факта;

4) не решена проблема больших значений величины бета-фактора: очень часто моделирование дает завышенные значения утонения коры, не соответствующие величинам, наблюдаемым на профилях;

5) не решена геометрическая проблема глубинно-зависимого растяжения;

6) не выяснена причина несовпадения утонения, рассчитанного по смещению по разломам и путем моделирования [Артюшков, 1993].

Для каждой проблемы предложены несколько вариантов решения, однако не существует единогласия по поводу того, какой из них следует принять.

6.4.5. Фазовые переходы

Влияние данного фактора слишком неопределенно на современном уровне знаний, хотя, вероятно, оно имеет место в некоторых случаях. В целом механический эффект фазовых переходов в породах коры и мантии эквивалентен изменению вертикальной нагрузки. Термический эффект фазовых переходов может быть достаточно значительным. Наиболее важные фазовые переходы в P-T условиях литосферы следующие: базальт – эклогит, пироксен – плагиоклаз + шпинель – гранат. Базальт-эклогитовый переход сопровождается значительным изменением плотности (0.6 г/см^3) и это может оказать большое влияние на погружение ОБ. Следует, однако, отметить, что предложенный в многочисленных работах Е.В.Артюшкова механизм погружения ОБ за счет фазового перехода базальт-эклогит в нижней коре представляется сомнительным, так как по экспериментальным данным необходимые P-T условия для такого фазового перехода не достигаются в коре. Более реальным представляется механизм погружения ОБ за счет фазового перехода базальт-эклогит в верхней мантии в процессе образования магматической линзы и последующей ее кристаллизации [Лобковский и др., 1993; Исмаил-заде и др., 1994].

Пироксен-плагиоклазовый и шпинель-гранатовый переходы имеют место в перидотите, сопровождаются небольшим изменением плотности, их фазовые диаграммы достаточно хорошо изучены [Браун, Массет, 1984] и их желательно учитывать при расчетах распределения температур в литосфере и погружения ОБ [Галушкин, 1998; Podladchikov et al., 1994]. Кроме того, необходимо учитывать также и тот факт, что превращение может идти как в прямом, так и в обратном направлении.

6.5. Трехмерный анализ механизмов образования осадочных бассейнов регионального масштаба, связанных с движением литосферных плит

Осадочные бассейны занимают значительную часть площади континентов. Во многих типах ОБ земная кора нарушена сбросами. Это означает, что процесс погружения был связан с действием растягивающих усилий. Более того, поскольку консолидированная земная кора под осадками в таких ОБ обычно заметно утонена, предполагается, что ОБ представляет собой "шейку" в литосфере, сформировавшуюся в результате больших пластических деформаций. Причина таких деформаций связана с подходом аномальной мантии к подошве литосферы и ее растеканием, как это показано на рис. 6.26. В результате увлажнения и нагрева гранитной верхней коры и нижней коры, сложенной габбро, происходит уменьшение их прочности, а также упругих и вязких свойств [Артюшков, 1993].

Растекание астеносферного плюма по подошве литосферы увлекает ее за собой за счет действия вязких сил. При этом над восходящим потоком возникает горизонтальное растяжение. Касательные напряжения в основании литосферы могут достигать $16 MPa$ [Ботт, 2000]. Моделирование плюма [Лобковский, Котелкин, 1998] позволило рассчитать эволюцию эпюры распределения касательных усилий во времени (рис. 6.27). Согласно расчету, за время существования плюма касательные напряжения сначала возрастают, а затем постепенно сходят на нет. При этом их максимум приурочен примерно к середине расстояния между центром восходящего потока и его погружением вниз.

Уменьшение прочности коры и действие касательных напряжений приводят к ее растяжению и пластическому деформированию. В результате формируется структура типа "шейки", и на поверхности Земли образуется впадина, заполняемая в дальнейшем осадками. Простейший одномерный анализ этого процесса в случае несжимаемой литосферы (рис.6.28) получил название модели чистого сдвига. Он позволяет связать утонение коры с раскрытием бассейна с помощью одного параметра β [McKenzie, 1978]. Однако при таком подходе многие вопросы формирования осадочных бассейнов остаются без ответа. На самом деле бассейн имеет конечную протяженность и распределение деформаций в его пределах является неоднородным. Это приводит прежде всего к тому, что реальная связь рас-

http://jurassic.ru/

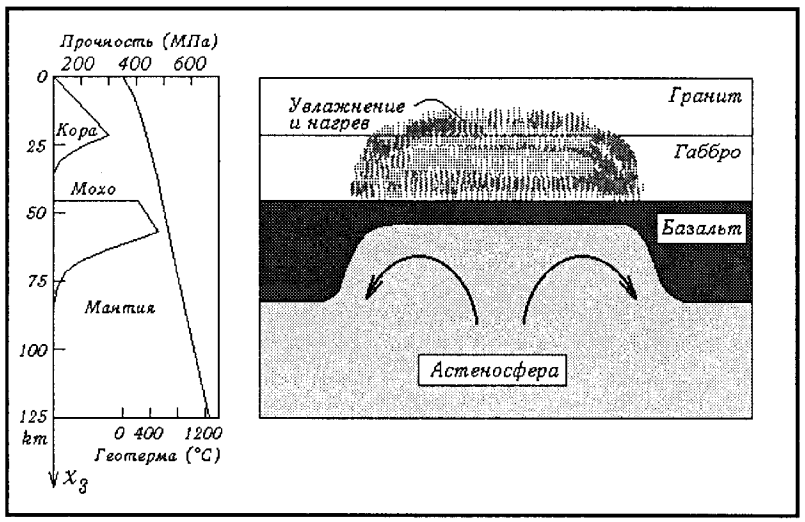


Рис. 6.26. Строение литосферы в нагретых областях. Слева показано распределение прочности по глубине в условиях растяжения

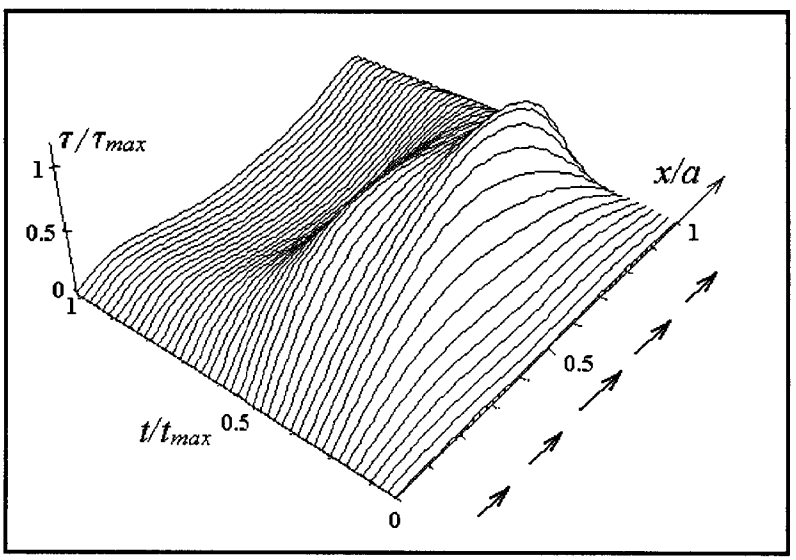


Рис. 6.27. Распределение безразмерных касательных усилий $\frac{\tau}{\tau_{max}}$ по подошве литосферы над восходящим астеносферным потоком за время существования плюма t_{max}

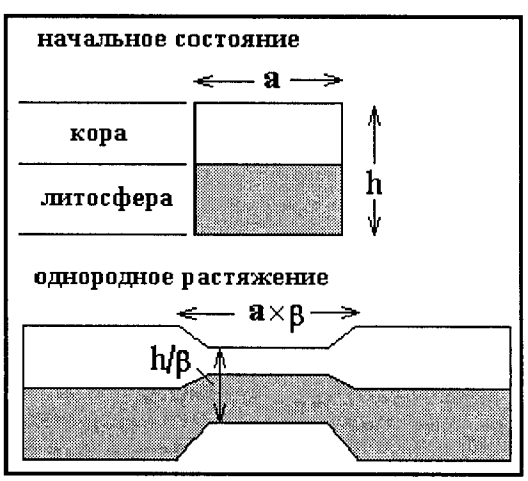


Рис. 6.28. Модель утонения земной коры

http://jurassic.ru/

крытия бассейна с утонением литосферы является более сложной. Как будет показано ниже в рамках двухмерного анализа, раскрытие бассейна практически линейно зависит от утонения литосферы, однако коэффициент пропорциональности равен 0.74, в отличие от упомянутой одномерной модели (см. рис. 6.28), для которой коэффициент пропорциональности равен 1.

Другая возможность образования осадочного бассейна при растяжении земной коры связана с ее раздвижением по пологому листрическому разлому, при котором одно крыло соскальзывает вниз (рис. 6.29). Эта модель получила название простого сдвига [Wernicke, 1985].

Отметим, что существует возможность прогибания земной коры в условиях растяжения без ее существенного утонения и образования листрических разломов. Эта возможность связана с изгибом земной коры вследствие изменения ее механических свойств в поле начальных напряжений растяжения. Изменения свойств, как было отмечено выше, возникают вследствие прогрева земной коры и ее увлажнения при подъеме аномальной мантии.

6.5.1. Механизм образования осадочных бассейнов в условиях растяжения

Будем исходить из того, что в процессе формирования осадочного бассейна литосферная плита находится в условиях пластического течения, приводящего к изменению ее толщины h. Поместим координатные оси x_1 и x_2 в срединной плоскости литосферной плиты, а ось x_3 направим вниз. Предположим, что литосферная плита находится в условиях обобщенного плоского напряженного состояния и в ее сечениях действуют усилия

$$p_{ij} = h\sigma_{ij}, \tag{25}$$

где σ_{ij} – напряжения, осредненные по толщине плиты ($i = 1,2$, $j = 1,2$).

В процессе течения должно выполняться условие равновесия

$$p_{ij,j} = 0. \tag{26}$$

Воспользуемся определяющими уравнениями теории пластичности Сен-Венана-Мизеса, связывающими скорости деформаций $\xi_{ij} = \frac{1}{2}(v_{i,j} + v_{j,i})$ с компонентами напряжений σ_{ij} соотношениями

$$\xi_{ij} = \frac{s_{ij}}{2\tau_i}\xi, \tag{27}$$

где $s_{ij} = \sigma_{ij} - \sigma\delta_{ij}$ – компоненты девиатора напряжений, $\sigma = \frac{1}{3}\sigma_{ii}$ – среднее напряжение, $\xi = \sqrt{2\xi_{ij}\xi_{ij}}$ – интенсивность скоростей деформаций сдвига, $\tau_i = \frac{1}{\sqrt{2}}\sqrt{s_{ij}s_{ij}}$ – интенсивность касательных напряжений, v_i – скорости перемещений.

Воспользовавшись (25) и введя обозначения $t_{ij} = p_{ij} - p\delta_{ij}$, $p = \frac{1}{3}p_{ii}$, $p_i = \frac{1}{\sqrt{2}}\sqrt{t_{ij}t_{ij}}$, перепишем определяющее соотношение в виде:

$$\xi_{ij} = \frac{t_{ij}}{2p_i}\xi, \tag{28}$$

Будем исходить из того, что распределение усилий в плоскости плиты не зависит от координат. В этом случае уравнение равновесия (25) удовлетворяется тождественно. Далее предположим, что осадочный бассейн в плане представляет собой эллипс с осями a и b и зададимся следующим распределением скоростей деформаций в плане:

$$\xi_{11} = \xi_1^{\max}\left(1 - \frac{x_1^2}{a^2} - \frac{x_2^2}{b^2}\right),$$

$$\xi_{22} = \xi_2^{\max}\left(1 - \frac{x_1^2}{a^2} - \frac{x_2^2}{b^2}\right), \tag{29}$$

где $\xi_1^{\max}$, $\xi_2^{\max}$ – максимальные значения скоростей деформаций, при этом скорость сдвиговой деформации $\xi_{12} = 0$.

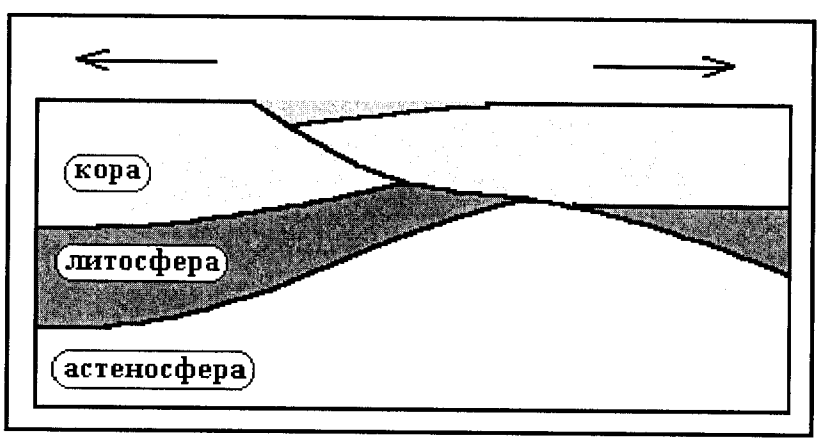


Рис. 6.29. Модель образования осадочного бассейна при сдвиге по разлому

http://jurassic.ru/

Изменение толщины плиты характеризуется скоростью деформации

$$\xi_{33} = -\xi_3^{\max}(1-\frac{x_1^2}{a^2}-\frac{x_2^2}{b^2}). \qquad (30)$$

Скорость деформаций должна удовлетворять условию совместности

$$\xi_{11,22}+\xi_{22,11}=2\xi_{12,12}. \qquad (31)$$

Используя условие несжимаемости

$$\xi_{11}+\xi_{22}+\xi_{33}=0, \qquad (32)$$

преобразуем уравнение (31) и приведем его к виду:

$$\xi_{11,22}-\xi_{11,11}=\xi_{33,11}. \qquad (33)$$

Внося выражения (29) и (30) в (9), выразим максимальные скорости деформаций в плане $\xi_1^{\max}$, $\xi_2^{\max}$ через максимальную скорость утонения плиты $\xi_3^{\max}$ в виде:

$$\xi_1^{\max}=\frac{1}{1-m^2}\xi_3^{\max},\ \xi_2^{\max}=-\frac{m^2}{1-m^2}\xi_3^{\max}, \qquad (34)$$

где $m=\frac{a}{b}$.

Согласно (34) при приближении формы бассейна к кругу (т.е. при $m\to 1$) утонение коры замедляется ($\xi_3\to 0$) и далее может увеличиваться только его радиус.

Интегрируя соотношения (29) получим выражения для скорости перемещений

$$v_1=\frac{1}{1-m^2}\xi_3^{\max}x_1(1-\frac{x_1^2}{3a^2}-\frac{x_2^2}{b^2}),$$

$$v_2=-\frac{m^2}{1-m^2}\xi_3^{\max}x_2(1-\frac{x_1^2}{a^2}-\frac{x_2^2}{3b^2}). \qquad (35)$$

Заметим, что при выполнении (35) $\xi_{12}=0$.

Согласно определяющим соотношениям (28) и равенствам (34) усилия и параметр m связаны соотношением

$$\frac{p_{11}}{p_{22}}=\frac{2-m^2}{1-2m^2}. \qquad (36)$$

Воспользовавшись выражением для интенсивности касательных усилий

$$\frac{1}{3}(p_{11}^2+p_{22}^2-p_{11}p_{22})=p_i^2, \qquad (37)$$

из соотношений (36) и (37) с точностью до множителя p_i получим, что активное усилие p_{11}, приводящее к увеличению отношения m, меняется по закону

$$p_{11}=\sqrt{3}p_i[1-\frac{1-2m^2}{2-m^2}+(\frac{1-2m^2}{2-m^2})^2]^{-1/2}, \qquad (38)$$

тогда как соответствующее ему усилие p_{22} в интервале $0<m<\sqrt{2}$ должно уменьшаться так, что:

$$p_{22}=\sqrt{3}p_i[\frac{2-m^2}{1-2m^2}+\frac{1-2m^2}{2-m^2}-1]^{-1/2}. \qquad (39)$$

При $1>m>\sqrt{2}$ усилие p_{22} становится отрицательным:

$$p_{22}=-\sqrt{3}p_i[1+\frac{2-m^2}{2m^2-1}+\frac{2m^2-1}{2-m^2}]^{-1/2}. \qquad (40)$$

Соотношения (38-40) позволяют определять усилия с точностью до множителя p_i. Оценим величину p_i снизу. Поскольку в процессе деформирования интенсивность напряжений τ_i всюду в эллиптической области должна превышать предел прочности материала τ_s, то справедливо неравенство

$$p_i>\tau_s h_{\max}, \qquad (41)$$

где $h_{\max}$ – максимальная толщина плиты в пределах пластической области.

На рис. 30 приведены графики зависимости усилий p_{11} и p_{22} от отношения m, а на рис. 31 – график изменения отношения напряжений $\frac{p_{11}}{p_{22}}$ во всем возможном интервале изменения m.

Заметим, что полученное решение при изменении знака напряжений, т.е. при двухосном сжатии плиты, описывает образование эллипсоидального поднятия. В этом случае

$$\xi_{33}=\xi_3^{\max}(1-\frac{x_1^2}{a^2}-\frac{x_2^2}{b^2}) \qquad (42)$$

и происходит увеличение мощности литосферы.

Таким образом, соотношения (38-40) позволяют по распределению мощности литосферы, оценить ее напряженное состояние.

Определим связь максимального утонения литосферной плиты в центре бассейна с изменением его характерных размеров. Для этого введем в рассмотрение такие параметры β_1, β_2 и β_3, что:

$$a=\beta_1 a_0,\ b=\frac{b_0}{\beta_2},\ h=\frac{h_0}{\beta_3}, \qquad (43)$$

где a_0, b_0 и h_0 – начальные размеры бассейна и толщина плиты.

Поскольку

$$\frac{dh}{h}=-\xi_3^{\max}dt, \qquad (44)$$

http://jurassic.ru/

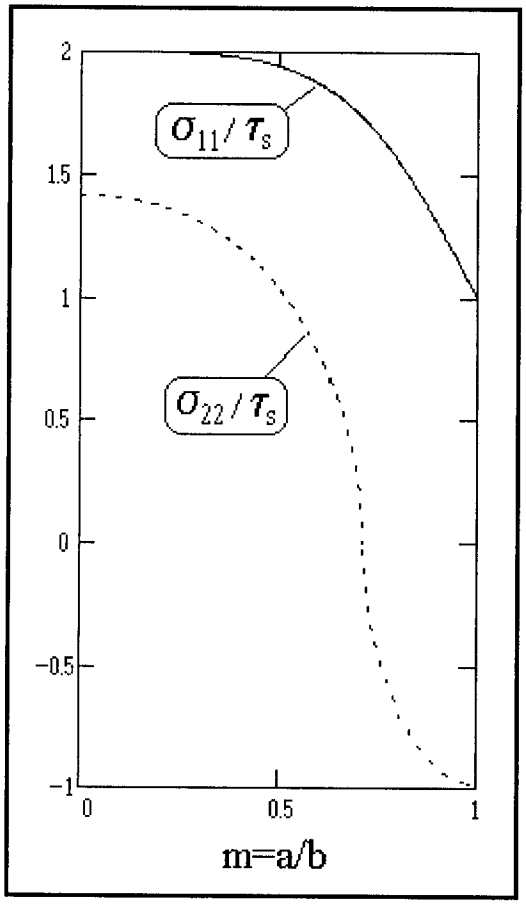


Рис. 6.30. Зависимость относительных усилий p_{11} / p_i и p_{22} / p_i от отношения характерных размеров бассейна m

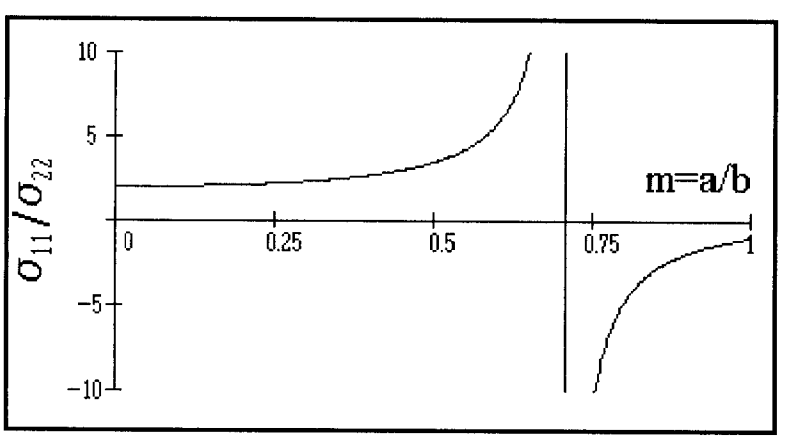


Рис. 6.31. Зависимость отношения растягивающих усилий $\frac{p_{11}}{p_{22}}$ от отношения характерных размеров бассейна m

то после интегрирования в случае постоянной скорости деформации $\xi_3^{\max} = const$ получим соотношение

$$\beta_3 = \exp(\xi_3^{\max} T), \qquad (45)$$

где T – время формирования бассейна.

Выполняя численное интегрирование выражений (35) для случая $2a_0 = 100км$, $b_0 = 250км$ и $h_0 = 40км$, найдем зависимость параметров β_1 и β_2 от β_3 (рис. 6.32). Видно, что раскрытие бассейна β_1 практически линейно зависит от утонения литосферы β_3 и хорошо апроксимируется соотношением

$$\beta_1 = \chi\beta_3. \qquad (46)$$

Здесь $\chi = 0.744$ в отличие от одномерной модели растяжения, где $\chi = 1$.

На рис. 6.33 показано изменение напряжений в литосфере по мере раскрытия осадочного бассейна. Видно, что напряжения несколько убывают, причем до значений $\beta_3 = 2$, характерных для большинства осадочных бассейнов, эти изменения близки к линейным при практически неизменном активном усилии p_{11}.

Вышеприведенный анализ распределения деформаций в литосферной плите выполнен без учета ее реологической расслоенности. На самом деле нормальная континентальная литосфера состоит из жесткой упруго-хрупкой верхней коры и мантийной литосферы, разделенных упруго-пластической нижней корой с пониженной прочностью (рис. 6.34). Такое строение приводит к неравномерному распределению тангенциальных деформаций в системе. Пластическое течение при утонении мантийной литосферы передается на верхнюю кору через промежуточную ослабленную нижнюю кору ("внутрикоровую астеносферу"). В результате подошва верхнего слоя оказывается под воздействием дополнительных волокущих касательных усилий, которые приводят к возникновению локальных высоконапряженных участков внутри зоны активизации.

Равновесие элемента верхней коры имеет вид

$$h_1 \frac{\partial \sigma}{\partial x} + \tau = 0. \qquad (47)$$

При условии, что нижняя кора ведет себя как пластическая среда с линейным упрочнением, касательное усилие τ будет пропорционально разности перемещений мантийной литосферы u_l и верхней коры u_c:

$$\tau = (u_l - u_c)\frac{E_f}{h_1}, \qquad (48)$$

http://jurassic.ru/

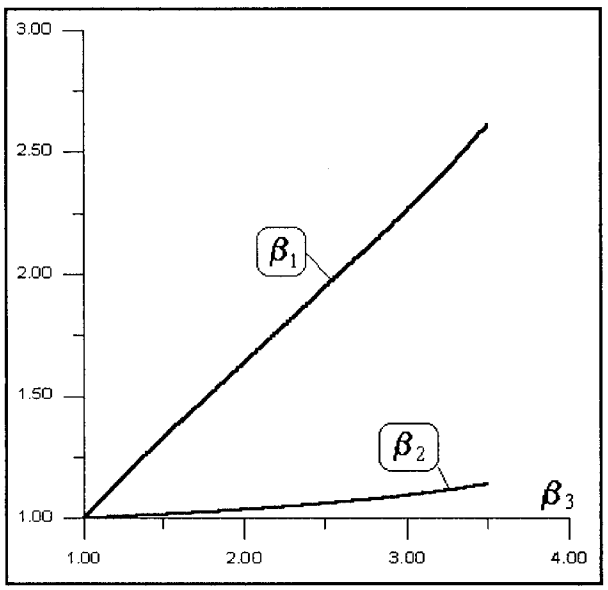


Рис. 6.32. Зависимость удлинения β_1 и укорочения β_2 характерных размеров бассейна от утонения литосферы β_3

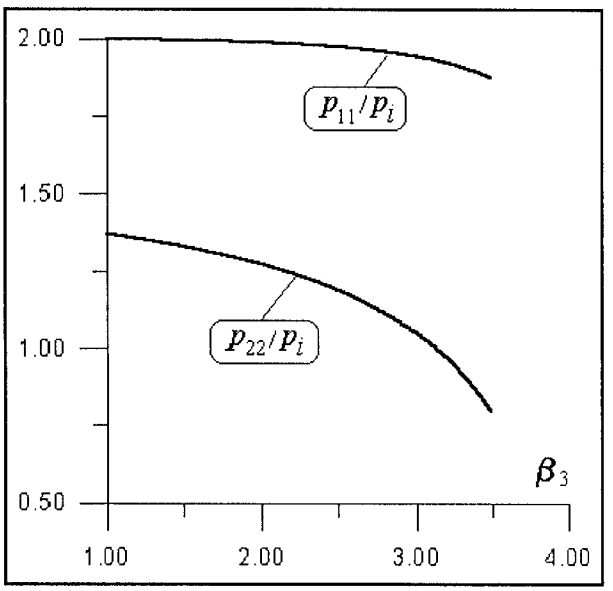


Рис. 6.33. Зависимость относительных усилий p_{11}/p_i и p_{22}/p_i от утонения литосферы β_3

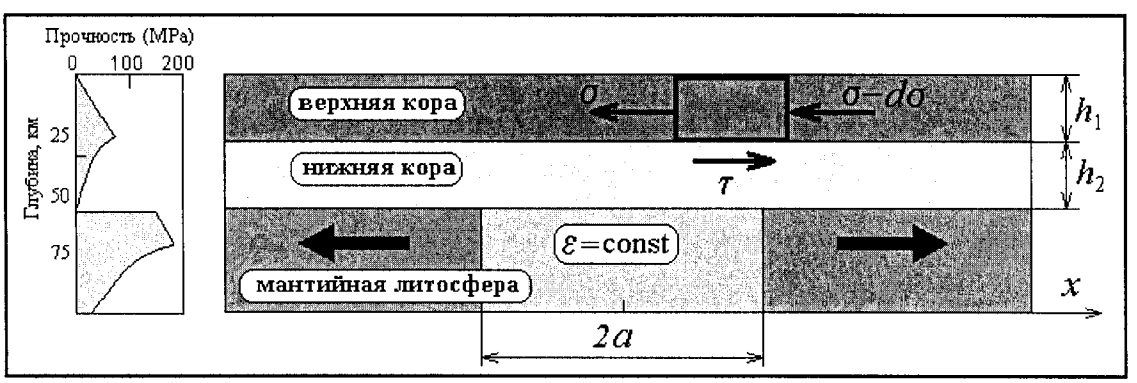


Рис. 6.34. Нормальная континентальная литосфера с зоной пластического течения в мантийной литосфере

где E_f – модуль упрочнения.

Учитывая, что

$$\sigma = E\varepsilon_c \ , \ \varepsilon_c = \frac{\partial u_c}{\partial x} \qquad (49)$$

уравнение равновесия верхней коры (47) окончательно представим в виде:

$$\frac{\partial^2 \varepsilon_c}{\partial x^2} - \lambda^2 \varepsilon_c = -\lambda^2 \frac{\partial u_l}{\partial x} \ , \ \lambda = \sqrt{\frac{E_f}{Eh_1h_2}} \qquad (50)$$

Полагая, что

$$\frac{\partial u_l}{\partial x} = \varepsilon \quad \text{при} \quad -a < x < a \ ,$$

$$\frac{\partial u_l}{\partial x} = 0 \quad \text{при} \quad |x| > a \ , \qquad (51)$$

и воспользовавшись преобразованием Фурье, решение уравнения (50) представим в виде:

$$\varepsilon_c = \frac{\pi}{2\lambda^2}\varepsilon[1 - \exp(-\lambda a)ch\lambda x] \ \text{при} \ -a < x < a \ ,$$

$$\varepsilon_c = \frac{\pi}{2\lambda^2}\varepsilon \exp(-\lambda x)sh\lambda a \ \text{при} \ |x| > a \ . \qquad (52)$$

На рис. 6.35 приведены распределения деформаций ε_c в верхней коре (сплошные кривые) для различных размеров зоны пластического течения в мантийной литосфере (пунктирные прямоугольники). Расчет выполнен при $E = 10^4$ *МПа*, $E_f = 10^3$ *МПа*, $h_1 = 10$*км*, $h_2 = 15$*км*. Видно, что по мере расширения, зоны пластического течения деформации в верхней коре превышают деформации мантийной литосферы.

Образование осадочных бассейнов в условиях растяжения может быть связано не только с утонением литосферы, но и с образованием пологих листрических разломов, секущих литосферу [Wernicke, 1985]. В этом случае сдвиг по разлому вызывает образование впадины вблизи поверхности (см. рис. 6.29).

http://jurassic.ru/

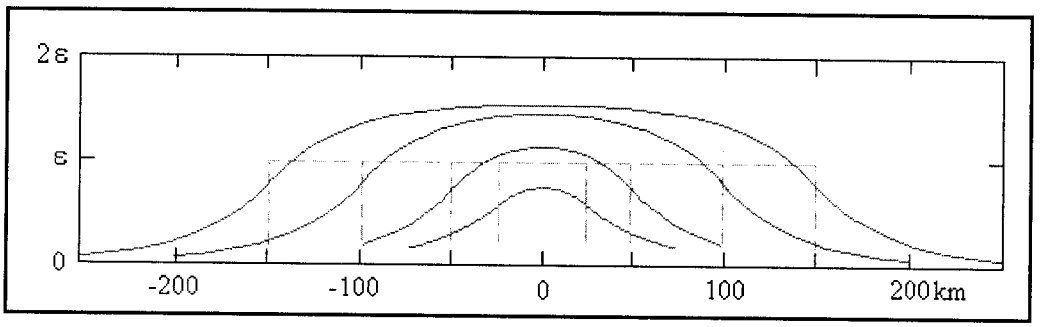


Рис. 6.35. Распределение деформаций ε_c в верхней коре (сплошные кривые) в результате деформирования нижней коры (пунктирные прямоугольники)

Будем исходить из того, что разломы, делящие земную кору на блоки, представляют полосы локализации неупругой деформации. Деформация определяется относительным смещением краевых частей разлома и меняется по его длине, оставаясь постоянной по нормали к нему.

Рассмотрим плоскую деформацию протяженного криволинейного разлома шириной h в полупространстве $x_2 \geq 0$. Совместим локальную систему координат n, τ и x_2 со срединной поверхностью разлома (рис. 6.36). Задавшись вектором скачка смещения при переходе через разлом

$$\bar{u} = u_n \bar{i}_n + u_\tau \bar{i}_\tau , \qquad (53)$$

определим нормальную ε_n сдвиговую $\gamma_{\tau n}$ компоненты деформации следующим образом:

$$\varepsilon_n = u_n / h \quad , \gamma_{\tau n} = u_\tau / h . \qquad (54)$$

Здесь $\bar{i}_n$ и $\bar{i}_\tau$ – единичные вектора.

В силу плоской деформации и предположения о несжимаемости материала в зоне разлома имеют место соотношения

$$\varepsilon_3 = 0 , \ \varepsilon_\tau = -\varepsilon_n . \qquad (55)$$

С помощью (54) и (55) найдем интенсивность сдвиговой деформации

$$\gamma_i = \sqrt{4\varepsilon_n^2 + \gamma_{\tau n}^2} . \qquad (56)$$

Полагая, что материал в зоне разлома находится в идеально пластическом состоянии и для него справедливо предельное условие

$$\tau_s = \frac{1}{\sqrt{2}} \sqrt{s_{ij} s_{ij}} , \qquad (57)$$

найдем выражение для диссипации энергии $q = \sigma_{ij}\varepsilon_{ij}$ при скольжении по разлому. Вводя в качестве новой независимой переменной длину дуги S и учитывая, что

$$u_n = u \sin\zeta \quad , \quad u_\tau = u \cos\zeta , \qquad (58)$$

где $u = |\bar{u}|$ и ζ – угол между направлением вектора $\bar{u}$ и осью τ, запишем равенство:

$$q = \int \tau_s h \sqrt{4\varepsilon_n^2 + \gamma_{\tau n}^2}\, ds =$$

$$= \int \tau_s u \sqrt{4\sin^2\zeta + \cos^2\zeta}\, ds . \qquad (59)$$

Проводя аналогию между рассматриваемым разломом и дислокацией Вольтера, допустим, что вектор относительного смещения $\bar{u}$ постоянен вдоль разлома. Тогда, совместив с нулевой точкой начало системы координат x_1, x_2 и направив ось x_1 вдоль вектора $\bar{u}$, оставляющего угол ζ с осью x_1, получим, что

$$\sin\zeta = dx_2/ds \quad , \quad \cos\zeta = dx_1/ds . \qquad (60)$$

Поскольку прочность земной коры меняется с глубиной, примем, что

$$\tau_s = \tau_s(x_2) . \qquad (61)$$

Используя (60) выражение (61) представим в виде:

$$q = \int u \tau_s \sqrt{1 + 3x_2'^2}\, ds , \qquad (62)$$

где $x_2' = dx_2/ds$.

Будем исходить из того, что среди множества возможных поверхностей разлома реализуется та, для которой функционал (62) принимает стационарное значение. Для отыскания такой поверхности необходимо составить и решить уравнение Остроградского-Эйлера

$$\frac{\partial \Phi}{\partial x_2} - \frac{d}{ds}\frac{\partial \Phi}{\partial x_2'} = 0 , \ \Phi = u\tau_s \sqrt{1 + 3x_2'^2} \qquad (63)$$

Из (63) следует уравнение

$$x_2'' - \frac{1}{3}(1 + 3x_2'^2)\frac{1}{(u\tau_s)}\frac{\partial (u\tau_s)}{\partial x_2} = 0 . \qquad (64)$$

Если τ_s не меняется с глубиной, то согласно (64) $x_2' = const$ и срединная поверхность представляет собой плоскость.

Полагая, что

$$u\tau_s = c\exp(-kx_2) , \qquad (65)$$

решение уравнения (64) получим в виде:

$$x_2 = \frac{1}{k}\ln[\cos\frac{k}{\sqrt{3}}(A + s)] + B , \qquad (66)$$

где A, B – постоянные интегрирования.

Удовлетворяя граничным условиям

http://jurassic.ru/

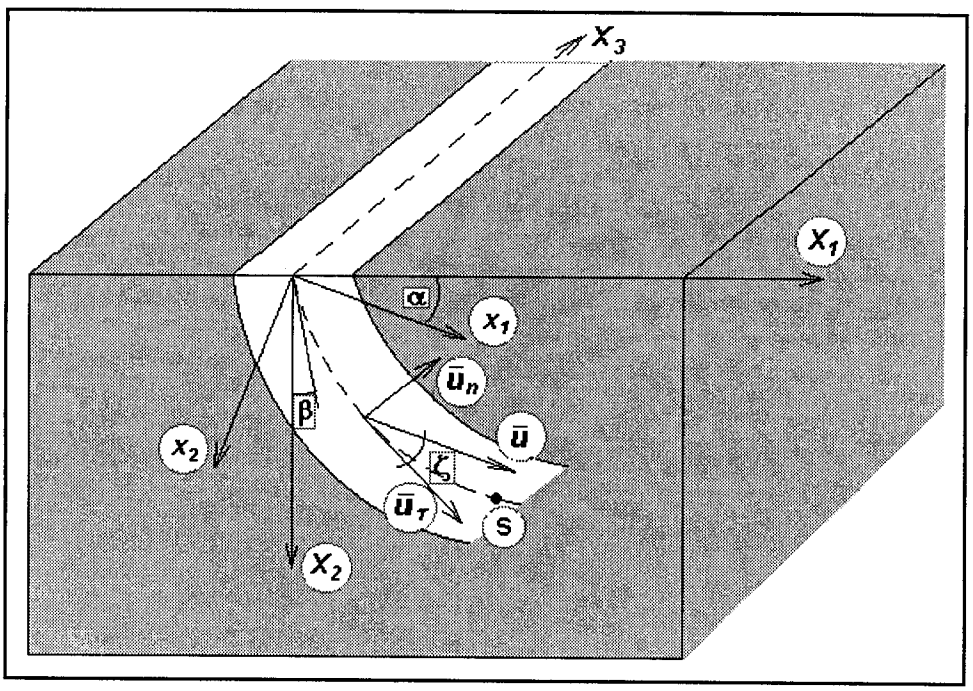


Рис. 6.36. Схема листрического разлома

$$\zeta = \frac{\pi}{2} - (\alpha + \beta),\ s = 0 \text{ при } x_2 = 0 \qquad (67)$$

получим

$$A = -\frac{\sqrt{3}}{k} arctg[\sqrt{3}\cos(\alpha + \beta)],$$

$$B = -\frac{1}{k}\ln(\cos\frac{k}{\sqrt{3}}A). \qquad (68)$$

Уравнение (66) и равенство

$$\zeta = \arcsin[\frac{1}{\sqrt{3}} tg \frac{k}{\sqrt{3}}(A + s)] \qquad (69)$$

с учетом (68) позволяют построить срединную поверхность разлома при заданных k и углах α и β.

На рис. 6.37 построена срединная поверхность разлома а и распределение нормальных и касательных усилий б при $\alpha = 25°$, $\beta = 60°$ и $k = 7.5 \times 10^{-3}$ *км* .

6.5.2. Механизм изгиба земной коры в условиях растяжения

Развитие плюма вызывает подъем флюидосодержащей аномально нагретой астеносферы к подошве мантийной литосферы. Это приводит к растяжению литосферы и ее неоднородному прогреву. Последнее вызывает уменьшение прочности и механических характеристик материала. Взаимодействие поля растягивающих усилий с неоднородной литосферой приводит к ее изгибу и образованию впадины.

Рассмотрим равновесие упругой плиты толщиной h, покоящейся на вязком астеносферном основании. Будем исходить из того, что плита находится в однородном деформированном состоянии. Поместим координатные оси $0x_1$ и $0x_2$ в среднюю часть плиты, от которой отсчитывается вертикальная координата x_3. В общем случае эта срединная поверхность испытывает прогиб $w(x_1, x_2)$ и в поперечных сечениях возникают изгибающие (M_1, M_2) и крутящие (M_{12}) моменты, а также нормальные усилия N_1 и N_2 (рис. 6.38).

Пусть в начальном состоянии плита находится в однородном деформированном виде с компонентами ε_{11}^0, ε_{22}^0 и ее модуль упругости увеличивается с глубиной по закону:

$$E^0(x_3) = A + 2B\frac{x_3}{h}, \qquad (70)$$

где A и B – константы.

В этом состоянии прогиб отсутствует ($w^0(x_1, x_2) = 0$) и распределение напряжений по толщине плиты меняется в соответствии с выражением (70):

$$\sigma_{11}^0 = \frac{1}{1-\nu^2} E^0(x_3)(\varepsilon_{11}^0 + \nu\varepsilon_{22}^0),$$

$$\sigma_{22}^0 = \frac{1}{1-\nu^2} E^0(x_3)(\varepsilon_{22}^0 + \nu\varepsilon_{11}^0),\ \sigma_{12}^0 = 0, \qquad (71)$$

где ν – коэффициент Пуассона.

Согласно (71) в поперечных сечениях плиты действуют постоянные моменты

http://jurassic.ru/

$$M_{11}^0 = \frac{Bh^2}{6(1-\nu^2)}(\varepsilon_{11}^0 + \nu\varepsilon_{22}^0),$$

$$M_{22}^0 = \frac{Bh^2}{6(1-\nu^2)}(\varepsilon_{22}^0 + \nu\varepsilon_{11}^0),\ M_{12}^0 = 0. \qquad (72)$$

Неоднородный прогрев литосферы приводит к изменению механических свойств плиты в латеральном направлении. Введем функцию неоднородности $\chi(x_1, x_2) \le 1$, при этом

$$E = E^0(x_3)[1 - \chi(x_1, x_2)]. \qquad (73)$$

В изменившейся ситуации начальные моменты M_{ij}^0, взаимодействуя с неоднородностью плиты, приведут к ее изгибу и появлению прогиба $w(x_1, x_2)$. При этом начальные моменты изменятся на величины

$$M_{11} \approx -D(w_{,11} + \nu w_{,22}) - M_{11}^0\chi(x_1, x_2),$$

$$M_{22} \approx -D(w_{,22} + \nu w_{,11}) - M_{22}^0\chi(x_1, x_2),$$

$$M_{12} = -D(1-\nu)w_{,12}, \qquad (74)$$

где $D = \frac{Ah^3}{12(1-\nu^2)}$ – жесткость изгиба.

Подставляя (74) в уравнение равновесия плиты

$$M_{11,11} + M_{12,12} + M_{22,22} - (\rho_a - \rho_s)gw = 0, \qquad (75)$$

окончательно придем к равенству

$$\nabla^4 w + \frac{1}{D}(\rho_a - \rho_s)g =$$

$$= -\frac{2B}{hA}[(\varepsilon_{11}^0 + \nu\varepsilon_{22}^0)\chi_{,11} + (\varepsilon_{22}^0 + \nu\varepsilon_{11}^0)\chi_{,22}], \qquad (76)$$

где ρ_a – плотность астеносферы, ρ_s – плотность осадков, g – ускорение свободного падения.

Предположим, что область разогрева имеет эллиптическую в плане форму, и функцию неоднородности выберем в виде:

$$\chi = \kappa\left(1 - \frac{x_1^2}{a^2} - \frac{x_2^2}{b^2}\right), \qquad (77)$$

где $\kappa \le 1$ – параметр.

Задавшись прогибом

$$w = w_{\max}\left(\frac{x_1^2}{a^2} + \frac{x_2^2}{b^2} - 1\right)^2 \qquad (78)$$

и подставив его в уравнение равновесия (76) получим не равную нулю функцию ошибки F:

$$w_{\max}\left(\frac{24}{a^4} + \frac{16}{a^2b^2} + \frac{24}{b^4}\right) + \frac{1}{D}(\rho_a - \rho_s)gw_{\max}\left(\frac{x_1^2}{a^2} + \frac{x_2^2}{b^2} - 1\right)^2 -$$
$$- \kappa\frac{2B}{hA}\left[\varepsilon_{11}^0\left(\frac{1}{a^2} + \frac{\nu}{b^2}\right) + \varepsilon_{22}^0\left(\frac{1}{b^2} + \frac{\nu}{a^2}\right)\right] = F \qquad (79)$$

Следуя процедуре метода Галеркина, умножим эту функцию на равенство (78) и проинтегрируем произведение в пределах от эллиптической области. Приравнивая результат нулю, найдем

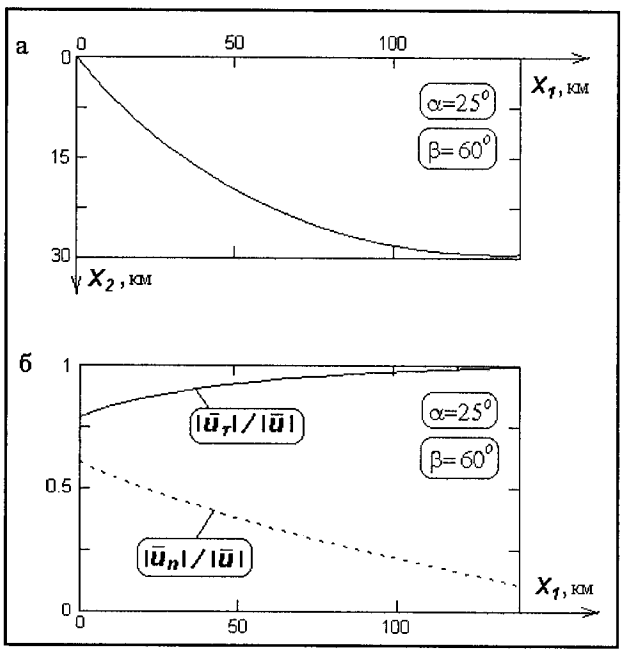


Рис. 6.37. Форма листрического разлома (а) и распределение безразмерных нормальных и касательных смещений (б)

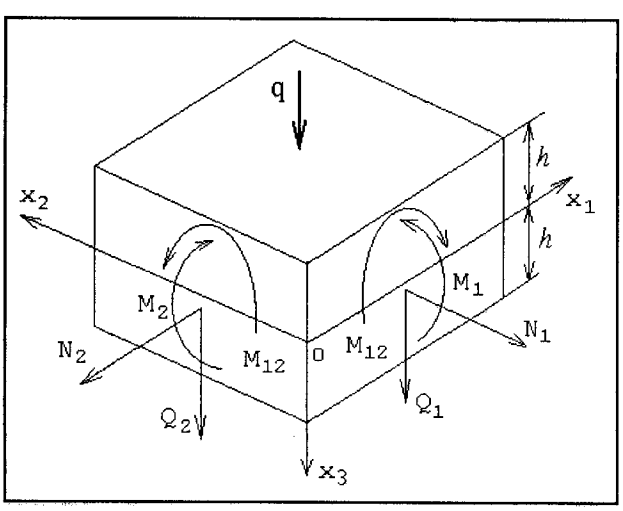


Рис. 6.38. Схема усилий, приложенных к деформированному элементу слоя

http://jurassic.ru/

$$w_{max} = \kappa \frac{10B}{3hA} \frac{[\varepsilon_{11}^0(\frac{1}{a^2} + \frac{\nu}{b^2}) + \varepsilon_{22}^0(\frac{1}{b^2} + \frac{\nu}{a^2})]}{[\frac{(\rho_a - \rho_s)g}{D} + \frac{80}{3}\frac{1}{a^2b^2}(\frac{3b^2}{2a^2} + \frac{3a^2}{2b^2} + 1)]} \quad (80)$$

На рис. 6.39 показано изменение максимального прогиба по мере увеличения эллиптической зоны прогрева. Расчет выполнен при отношении a/b = 0.4, $\rho_a = 3.2$ г/см^3, $\rho_s = 2.7$ г/см^3, причем a возрастает до $1000км$, $E = 10^4$ $МПа$, $A = B = E$, $h = 100км$. Видно, что сначала прогиб возрастает до величины более двух километров, а после $a = 600км$ начинает уменьшаться.

6.6. Гидродинамическое моделирование эволюции флюидосистем осадочных бассейнов на примере Прикаспийской впадины

Потоки флюидов, в том числе нефти и газа, в осадочных бассейнах контролируются вариациями пластовых давлений. Поэтому восстановление картины распределения давлений на разных стадиях формирования ОБ является важным фактором для поисков и разработки месторождений углеводородов. Особый интерес представляют зоны аномально высоких пластовых давлений, образующихся при замедлении скорости выдавливания жидкости из пор в процессе погружения осадков. В этом случае режим уплотнения осадков становится неравновесным и сопровождается инверсией пластовых давлений по отношению к их гидростатическому распределению по структурной поверхности водонапорной системы. Наиболее ярко этот эффект проявляется в осадках, перекрываемых сверху непроницаемой толщей, как, например, в подсолевых отложениях Прикаспийской впадины [Рабкин и др., 1990; Garagash, 1995]. Аномальное давление играет важную роль в разрушении горного массива и образовании разломов [Hubert, Rubey, 1959], создании и размещении рудных месторождений [Ravenhurst, Zentilli, 1987] и миграции первичных углеводородов [Bonham, 1980].

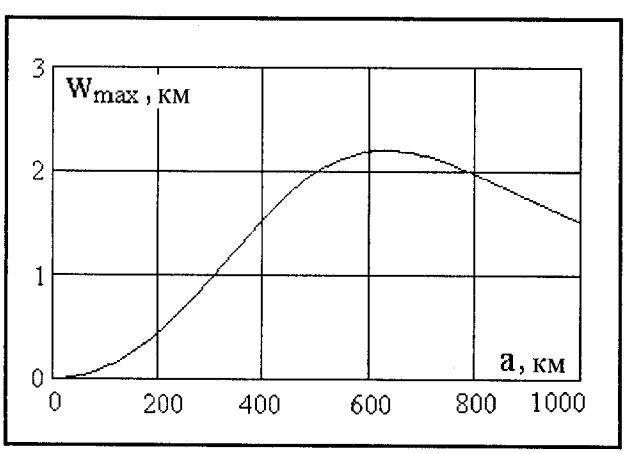


Рис. 6.39. Диаграмма усилий, приложенных к деформированному элементу слоя

Проблема поисков нефтегазолокализующих структур в осадочных бассейнах является чрезвычайно актуальной. Остро она стоит, например, для подсолевого комплекса Прикаспийской впадины. Это обусловлено как большими глубинами залегания подсолевых отложений, так и тем, что в осадочном комплексе Прикаспийской впадины, перекрытом сверху непроницаемой толщей соли, в процессе осадконакопления существует аномальное распределение поровых давлений, управляющих потоками флюидов, в том числе нефти и газа. Многолетний опыт бурения в подсолевых отложениях показывает, что размещение залежей нефти и газа хорошо коррелирует с распределением аномальных давлений в подсолевом осадочном комплексе Прикаспийской впадины.

Распределение давлений в осадочной толще может быть установлено либо в результате прямых измерений при бурении скважин, либо с помощью гидродинамических расчетов в рамках механики поронасыщенных деформируемых сред. Поскольку бурение не всегда возможно, единственным методом получения объективных сведений о нефтегазоперспективных зонах и локальных объектах (возможные месторождения) является вычислительный эксперимент, основанный на реальных данных сейсмостратиграфии о строении и формировании осадочного бассейна. Расчеты позволяют оценить потенциальные ресурсы осадочной толщи, определить стратегию поисковых работ, ранжировать перспективные участки.

Исследованию гидродинамики пластовых флюидов посвящено много публикаций, в частности [Van Balen, 1995]. Существуют пакеты программ для моделирования двухмерных течений жидкости в условиях осадконакопления. Пакет TEMISPACK создан во Французском институте нефти [Doligez et al., 1986; Burrus et al., 1995], пакет GEOPETII разработан в Университете Южной Каролины [Yu, Lerche, 1996]. Программы применимы для переменных скоростей накопления осадков, учитывают несогласия, допускают стратиграфические изменения и комбинируют кондуктивный и конвективный теплоперенос вместе с течением жидкости. Основой для моделирования служит уравнение баланса масс, дополненное эмпирическим соотношением между пористостью и аномальным давлением. Последнее позволяет упростить задачу и избежать совместного решения уравнений фильтрации и уравнений равновесия поронасыщенной среды [Van Balen, 1995]. В результате такого подхода не учитывается сжимаемость флюида и пластическое течение матрицы, приводящие к перераспределению давлений. Необратимые сдвиговые деформации могут привести к дилатансии осадка [Garagash, 1996; Гарагаш, Николаевский, 1989] (его уплотнению или разуплотнению) и, как следствие, к изменению условий фильтрации. Поэтому далее при расчетах в качестве определяющих соотношений используются уравнения неассоциированного пластического течения осадочной толщи.

http://jurassic.ru/

6.6.1. Основные соотношения механики поронасыщенных сред

Неоднородности порового давления p создают фильтрационные потоки в слое. Их можно описать с помощью закона, предложенного Дарси:

$$q_i = -k(p - \rho_f x_j g_j)_{,i}, \tag{81}$$

где ρ_f – плотность флюида (кг/м^3), $q_i \rho_f$ – скорость переноса массы через единичную площадь в единицу времени в направлении i (м/сек), g_i – компоненты вектора гравитации (м/сек^2).

Здесь k – коэффициент проницаемости (м^2/Па·сек), который связан с коэффициентом κ "внутренней проницаемости" (м^2) соотношением

$$k = \frac{\kappa}{\mu}, \tag{82}$$

где μ – динамическая вязкость флюида (Па·сек).

Уравнение баланса масс при учете сжимаемости флюида и твердого осадка имеет вид [Detournay, Cheng, 1993]:

$$-q_{i,i} + q_v = \frac{1}{M}\frac{\partial p}{\partial t} + \alpha \frac{\partial \varepsilon}{\partial t} - \beta \frac{\partial T}{\partial t}, \tag{83}$$

где q_v – интенсивность объемного источника, ε – объемная деформация, M – модуль Био, α – коэффициент Био, β – коэффициент температурного расширения для тела без дренажа.

Коэффициент Био (α) определяется как отношение изменения объема жидкости в элементе к изменению объема этого элемента в условиях дренажа и может быть вычислен по формуле

$$\alpha = 1 - \frac{K}{K_s}, \tag{84}$$

где K – объемный модуль поронасыщенной среды, K_s – объемный модуль матрицы.

Модуль Био связан с объемным модулем флюида K_f выражением

$$M = \frac{K_f}{\phi + (\alpha - \phi)(1 - \alpha)K_f / K}, \tag{85}$$

где ϕ – пористость.

В случае несжимаемой матрицы ($\alpha = 1$)

$$M = K_f / \phi. \tag{86}$$

Для упругих деформаций матрицы справедливы уравнения Гука

$$\sigma_{ij} + \alpha p \delta_{ij} = 2G(\varepsilon_{ij} - \varepsilon_{ij}^T) + \\ + (K - 2G/3)(\varepsilon_{kk} - \varepsilon_{kk}^T), \tag{87}$$

где G – модуль сдвига.

Неупругое деформирование матрицы наступает при выполнении предельного условия, например Кулона-Мора, для сдвиговых напряжений

$$f^s = 0, f^s = (\sigma_1 + \alpha p) - \\ -(\sigma_3 + \alpha p)N_\phi + 2c\sqrt{N_\varphi}, \tag{88}$$

или для растягивающих напряжений

$$f^t = 0, f^t = (\sigma_3 + \alpha p) - \sigma^t, \tag{89}$$

где c – сцепление, σ^t – прочность на растяжение и коэффициент N_φ имеет вид

$$N_\varphi = \frac{1 + \sin\varphi}{1 - \sin\varphi}, \tag{90}$$

где φ – угол трения.

За пределом текучести приращение пластических деформаций связано с приращениями напряжений соотношением:

$$\Delta\sigma_{ij} + \alpha \Delta p \delta_{ij} = H_{ij}^*(\sigma_{ij}, \Delta\varepsilon_{ij} - \Delta\varepsilon_{ij}^T). \tag{91}$$

Здесь $\Delta\sigma_{ij}$ – тензор приращений напряжений, H_{ij}^* – заданная функция тензора приращений полной деформации $\Delta\varepsilon_{ij}$ – тензора приращений температурных деформаций $\Delta\varepsilon_{ij}^T$.

Вид функции H_{ij}^* задается с помощью двух потенциальных функций g^s и g^t, соответственно, для сдвигового и объемного течений. Для неассоциированного течения

$$g^s = (\sigma_1 + \alpha p) - (\sigma_3 + \alpha p)N_\psi, \tag{92}$$

где ψ угол дилатансии и

$$N_\psi = \frac{1 + \sin\psi}{1 - \sin\psi}. \tag{93}$$

Функция g^t соответствует ассоциированному закону течения и имеет вид

$$g^t = (\sigma_3 + \alpha p). \tag{94}$$

Поронасыщенная среда должна находиться в равновесии и удовлетворять уравнению

$$\Delta\sigma_{ij,j} = X_i, \tag{95}$$

где X_i – массовые силы.

Приведенные выше соотношения следует дополнить связью между пористостью и объемной деформацией осадка. Поскольку консолидация осадка сопровождается конечными изменениями объема пор, для характеристики объемной деформации следует использовать логарифмическую (так называемую "истинную") меру деформации. Полная объемная деформация ε складывается из деформации материала матрицы ε_m, флюида ε_f и пор ε_p. Считая, что полная

http://jurassic.ru/

деформация в основном связана с изменением размера пор, запишем

$$\varepsilon_p \approx \varepsilon = \int_{V^0}^{V} \frac{dV}{V} = \ln \frac{V}{V^0}, \qquad (96)$$

где V^0 – объем элемента в начальный момент.

Исходя из того, что объем элемента связан с объемом материала матрицы V_m и пористостью ϕ соотношением

$$V = \frac{V_m}{1-\phi}, \qquad (97)$$

выражение (96) окончательно перепишем в виде

$$\varepsilon = \ln \frac{1-\phi_0}{1-\phi}, \qquad (98)$$

где ϕ_0 – начальная пористость.

Связанную с измененением пористости ϕ проницаемость k можно вычислить, воспользовавшись формулой Козени-Кармана

$$k = k_0 \frac{(1-\phi_0)^2}{\phi_0^3} \frac{\phi^3}{(1-\phi)^2}, \qquad (99)$$

где k_0 – начальная проницаемость.

При приближенном решении задачи консолидации не проводится совместное решение уравнение (83) и (95). Взамен этого уравнение (58) дополняется постулированным законом изменения пористости со временем [Van Balen, 1995].

В этом случае поступим следующим образом. Предположим, что

$$\varepsilon_p = D(\sigma + \alpha p), \qquad (100)$$

где $\sigma = \sigma_{ii}/3$ – среднее напряжение.

Коэффициент пропорциональности D определим из условия, что при нормальном уплотнении, когда жидкость отжимается вверх и давление в порах равно гидростатическому $\rho_f g x_3$, пористость уменьшается по известному закону, например, степенному или экспоненциальному. Обозначая такую пористость, а также деформацию индексом "n" и, учитывая, что эффективное напряжение при этом равно $(\sigma + \rho_f g x_3)$, уравнение (100) перепишем в виде [Garagash, 1997]

$$\varepsilon_p = \varepsilon_p^n \frac{\sigma + \alpha p}{\sigma + \rho_f g x_3}, \qquad (101)$$

где

$$\varepsilon_p^n = \ln \frac{1-\phi_0}{1-\phi_n}. \qquad (102)$$

Согласно (101), (102) и (98) можно получить выражение для текущей пористости осадка в виде

$$\phi = 1 - (1-\phi_0)^{1-R}(1-\phi_n)^R, \qquad (103)$$

где

$$R = \frac{\sigma + \alpha p}{\sigma + \rho_f g x_3}, \qquad (104)$$

ρ_f – плотность воды, g – ускорение свободного падения.

Нормальное распределение пористости с глубиной обычно определяется простым экспоненциальным законом [Van Hinte, 1978]:

$$\phi_n = \phi_0 \exp(-c x_3). \qquad (105)$$

В табл. 6.1, взятой из справочника [Физические..., 1984], приведены значения пористости на поверхности ϕ_0, плотности ρ_0 и литологической постоянной c для разных осадочных образований.

Закон (105) реализуется в условиях нормального уплотнения осадка, когда при его отложении давление в порах все время равно гидростатическому $\rho_f g x_3$ на данной глубине.

6.6.2. Моделирование "консолидации" (уплотнения) осадочной толщи

Основные соотношения механики поронасыщенных сред, приведенные выше, позволяют выполнить расчет эволюции пластовых давлений в процессе осадконакопления. При этом надо иметь в виду, что речь в определенном смысле идет об обратной задаче – как по современному залеганию пластов, времени, в течение которого произошло их формирование, и примерной оценке механических свойств слагающих пород восстановить длительный процесс осадконакопления и флюидодинамического режима бассейна. В общем случае такая задача не имеет однозначного решения. Рассмотрим три возможных подхода к определению аномальных пластовых давлений.

6.6.2.1. Связанная задача взаимодействия матрицы и флюида

Первый шаг должен состоять в применении стандартной процедуры "backstrip"-анализа, позволяющей оценить толщину слоев и всей осадочной толщи на каждом этапе ее формирования. С помощью этой процедуры [Van Hinte, 1978] можно отделить тектоническую составляющую от погружения, связанного с накоплением осадков и изменением уровня моря. Наиболее простой способ основан на предположении об изостатической компенсации нагрузок, что дает возможность воссоздать кинематику погружения, поочередно удаляя

http://jurassic.ru/

Таблица 6.1

Значения пористости (ϕ_0), плотности (ρ_0) и литологической постоянной (c) в разных осадочных образованиях [Бортман, 1984]

Литологический состав	ϕ_0, %	$c \times 10^{-4}$, м$^{-1}$	ρ_0, г/см^3
Песок	0.39	2.5	2.65
Глины	0.60	5.0	2.72
Алевролит	0.53	3.03	2.67
Аргиллит	0.57	3.57	2.70
Мергель	0.65	6.67	1.93
Известняк	0.70	6.33	2.71
Конгломерат	0.50	3.33	2.65
Доломит	0.24	1.60	2.83
Ангидрит	0.28	1.90	2.55

слои осадков и определяя положение фундамента после снятия нагрузки. При этом используется метод декомпакции, основанный на соотношении

$$H_o(1-\phi_o) = H(1-\phi), \qquad (106)$$

связывающем первоначальную толщину осадков H_o с современной H.

Это единственный способ оценить толщину осадка в момент его отложения, однако он уже содержит ошибку, поскольку используются не реальные значения пористости, а их нормальные значения в соответствии с зависимостью (105). Далее следует выполнить совместное решение уравнений (83) и (95), постепенно наращивая толщу и добиваясь на каждом шаге совпадения с результатами процедуры "backstrip"-анализа. Если в результате известная по геолого-геофизическим данным современная геометрия толщи совпадет с расчетной, то соответствующее распределение давлений можно считать искомым.

В случае осадочных бассейнов, перекрытых сверху солевыми породами, задача формулируется несколько проще. К моменту отложения соли осадки находятся уже на большой глубине и их дальнейшая эволюция не сопровождается значительными объемными деформациями, как это имеет место на начальной стадии уплотнения. Кроме того, верхняя граница подсолевых отложений является непроницаемой, и подсолевая толща гидродинамически разобщена с вышележащими осадками. Поэтому накопление последних в процессе эволюции бассейна приводит только к увеличению внешней литостатической нагрузки.

6.6.2.2. Заданная скорость деформирования слоистой толщи

Возможна также упрощенная постановка задачи для исследования флюидодинамики осадочных бассейнов, аналогичная использованной в пакетах TEMISPACK и GEOPETII. Для этого следует вспомнить, что процедура "backstrip"-анализа дает оценки скоростей деформаций для каждого слоя на каждом этапе развития бассейна. Поэтому для определения давлений можно ограничиться решением только уравнения баланса масс

$$(kp_{,i})_{,i} - (k\rho_f x_{j,i} g_j)_{,i} - \frac{1}{M}\frac{\partial p}{\partial t} = \alpha \frac{\partial \varepsilon}{\partial t} \qquad (107)$$

при известной скорости изменения объемной деформации $\partial\varepsilon/\partial t$. Для вычисления реальной пористости следует использовать уравнение (78).

6.6.2.3. Связь аномальных давлений с распределением скоростей продольных волн

Известно, что существует большой набор эмпирических зависимостей, связывающих распределение плотности ρ и скоростей продольных волн V_p. Для коры хорошее приближение дает выражение вида:

$$\rho = 2.70 + 0.25(V_p - 6). \qquad (108)$$

Для осадочного чехла по фактическим данным (скважины до 4км) получены эмпирические зависимости для каждого осадочного бассейна.

Плотность поронасыщенной породы с плотностью материала матрицы равной ρ_m можно представить в виде:

$$\rho = \rho_f \phi + \rho_m (1-\phi), \qquad (109)$$

где $\rho_m = \rho_0/(1-\phi_0)$.

Разрешая (109) относительно пористости, запишем

$$\phi = \frac{\rho - \rho_m}{\rho_f - \rho_m}. \qquad (110)$$

Далее, используя равенства (101) и (102), выпишем соотношение для определения давления в порах

$$p = \frac{1}{\alpha}\left[(\sigma + \rho_f g x_3)\left(\ln\frac{1-\phi_0}{1-\phi}\Big/\ln\frac{1-\phi_0}{1-\phi_n}\right) - \sigma\right], \qquad (111)$$

http://jurassic.ru/

где σ – литостатическое давление.

Таким образом, с помощью соотношений (108), (110) и (111) найдем распределение аномальных поровых давлений.

6.6.3. Моделирование эволюции аномальных давлений в подсолевом комплексе Прикаспия

Закономерности размещения углеводородов в подсолевом комплексе Прикаспия достаточно сложны. Они определяются геометрией осадочного бассейна, процессом тектонического погружения, уплотнением осадков, распределением их механических свойств, пористости, проницаемости и прочности.

В среде программного кода *FLAC* созданы программы для расчета эволюции пластовых давлений, учитывающие на каждом временном шаге сжимаемость флюида и необратимые деформации подсолевой толщи в процессе погружения бассейна и осадконакопления.

Программный код *FLAC* реализует явную конечноразностную схему решения трехмерных задач механики сплошных сред. Область разбивается на многогранные элементы в пределах сетки, соответствующей форме рассчитываемого объекта. Каждый элемент ведет себя согласно заданным определяющим соотношениям между напряжениями и деформациями, приспосабливаясь к действию приложенных поверхностных и массовых сил и краевым ограничениям. Сетка "вморожена" в материал и движется вместе с ним, испытывая конечные деформации и перемещения. Явная лагранжевая схема расчета гарантирует аккуратное моделирование пластического разрушения и течения материала.

Для расчета использовались структурные карты горизонта $П_1$ – подошва соли (рис. 6.40а, цв. вкладка) и структурная карта горизонта $П_3$ – подошва подсолевого комплекса (рис. 6.40б, цв. вкладка). В результате была создана расчетная модель подсолевого комплекса (рис. 6.41, цв. вкладка). Накопление осадков нагружает подсолевой комплекс и приводит к увеличению внутрипорового давления в результате того, что фильтрация флюида по вертикали ограничена подошвой соли. Распределение давлений существенно зависит от того, как ведут себя осадки в процессе нагружения. Если прочность осадка в наиболее нагруженных местах исчерпывается и начинается пластическое течение, то происходит увеличение нагрузки на флюид.

На рис. 6.42 (цв. вкладка) приведен результат расчета давлений в упругопластической подсолевой толще по профилю Астрахань – Южная Эмба. На рис.6.43 (цв. вкладка) и 6.44 (цв. вкладка) показаны аномальные давления и направления фильтрации флюидов для двух локальных участков на левом и правом бортах Прикаспийской впадины соответственно.

Расчет регионального поля давлений для всего осадочного бассейна необходим для выделения нефтегазоперспективных областей и зон аккумуляции углеводородов (области пониженных давлений). Кроме того, это необходимо для задания граничных условий на границах локальных площадей – объектах поисково-разведочных работ.

В качестве примера рассмотрим формирование аномально высоких пластовых давлений и вызываемых им потоков флюида для разреза (рис.6.45), пересекающего поднятия Каратон и Тенгиз (юго-восточный борт Прикаспийской впадины). К поднятию Тенгиз приурочен подсолевой резервуар одноименного нефтяного месторождения, тогда как в находящихся в аналогичных условиях карбонатных отложениях Каратона скопления углеводородов отсутствуют.

Численный эксперимент показал, что распределение аномальных давлений зависит от нелинейного характера деформирования подсолевой толщи. На рис.6.46 (цв. вкладка) цветом показано распределение аномальных давлений, стрелками – потоки флюида в разрезе Каратон-Тенгиз около 130 млн лет тому назад. Баланс напряжений, внутрипорового давления и прочности среды приводит к тому, что появляются зоны неупругого сдвигового деформирования, давление в которых на флюид повышается. В результате жидкость перетекает в более жесткие упругие зоны с меньшим внутрипоровым давлением. Еще меньшее внутрипоровое давление характерно для участков относительного растяжения матрицы.

На рис.6.47 видно, что в пределах поднятия Тенгиз зона стока формируется в верхней его части, тогда как на поднятии Каратон возникают направленные вниз течения (рис.6.48). При этом зоны стока располагаются в местах перегиба. Такой характер течения позволяет объяснить отсутствие скоплений углеводородов в верхней части поднятия Каратон и наметить перспективные места для поисковых работ.

6.6.4. Оценка распределения аномальных давлений по профилю Каратон-Тенгиз

Аномальное распределение давлений в подсолевой толще вызывает изменчивость пористости и плотности, которые связаны между собой соотношением (109). Распределение последней можно определить на основе совместного анализа данных ГСЗ и МОВЗ. Скоростные разрезы для продольных и поперечных сейсмических волн позволяют эмпирически создавать исходные плотностные модели, используя большой набор приближенных зависимостей, связывающих плотность с сейсмическими скоростями (например, см. соотношение (108)).

http://jurassic.ru/

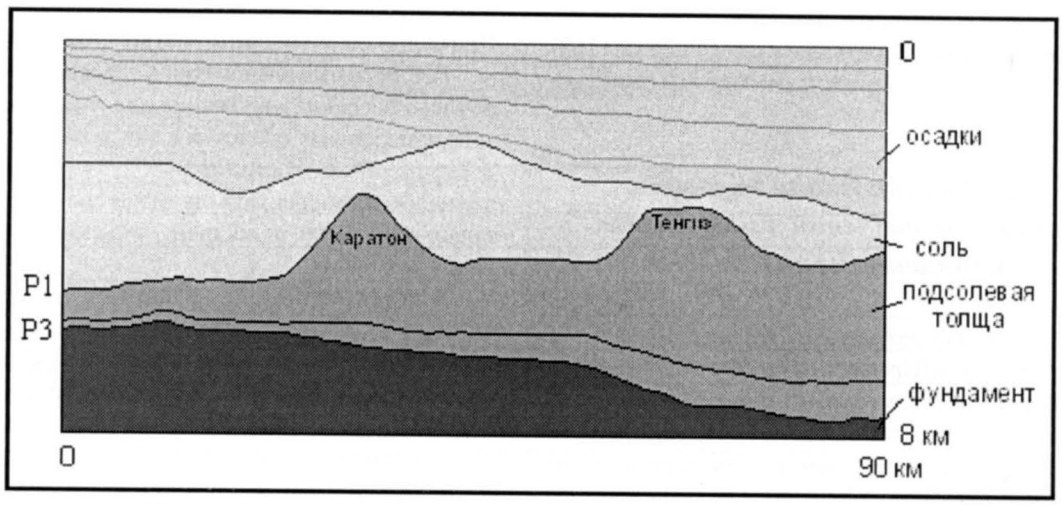


Рис. 6.45. Разрез через карбонатные массивы Каратон и Тенгиз в подсолевом комплексе на юге Прикаспийской впадины

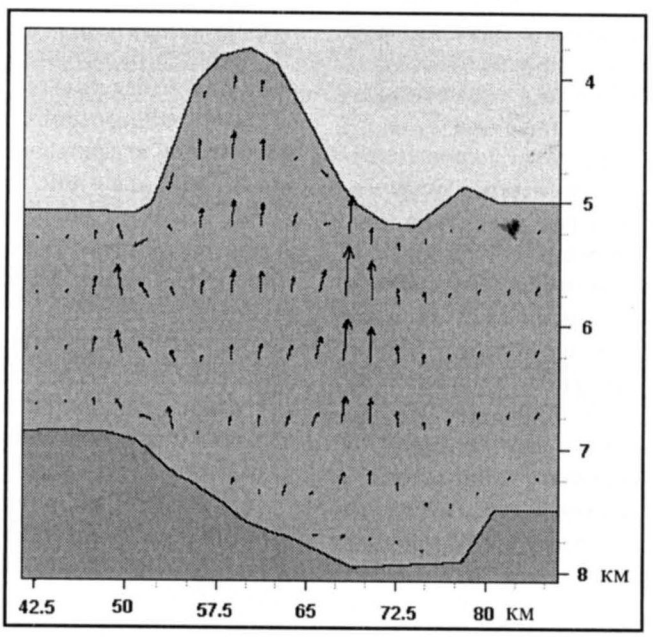


Рис. 6.47. Распределение потоков флюида в пределах поднятия Тенгиз (t=130my)

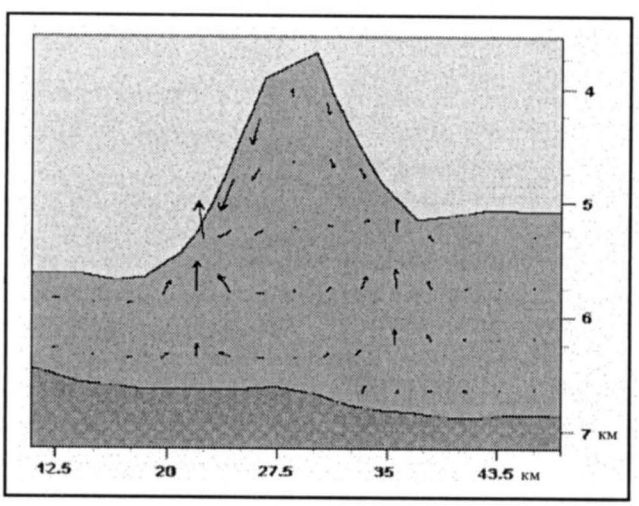


Рис. 6.48. Распределение потоков флюида в пределах поднятия Каратон (t=130my)

http://jurassic.ru/

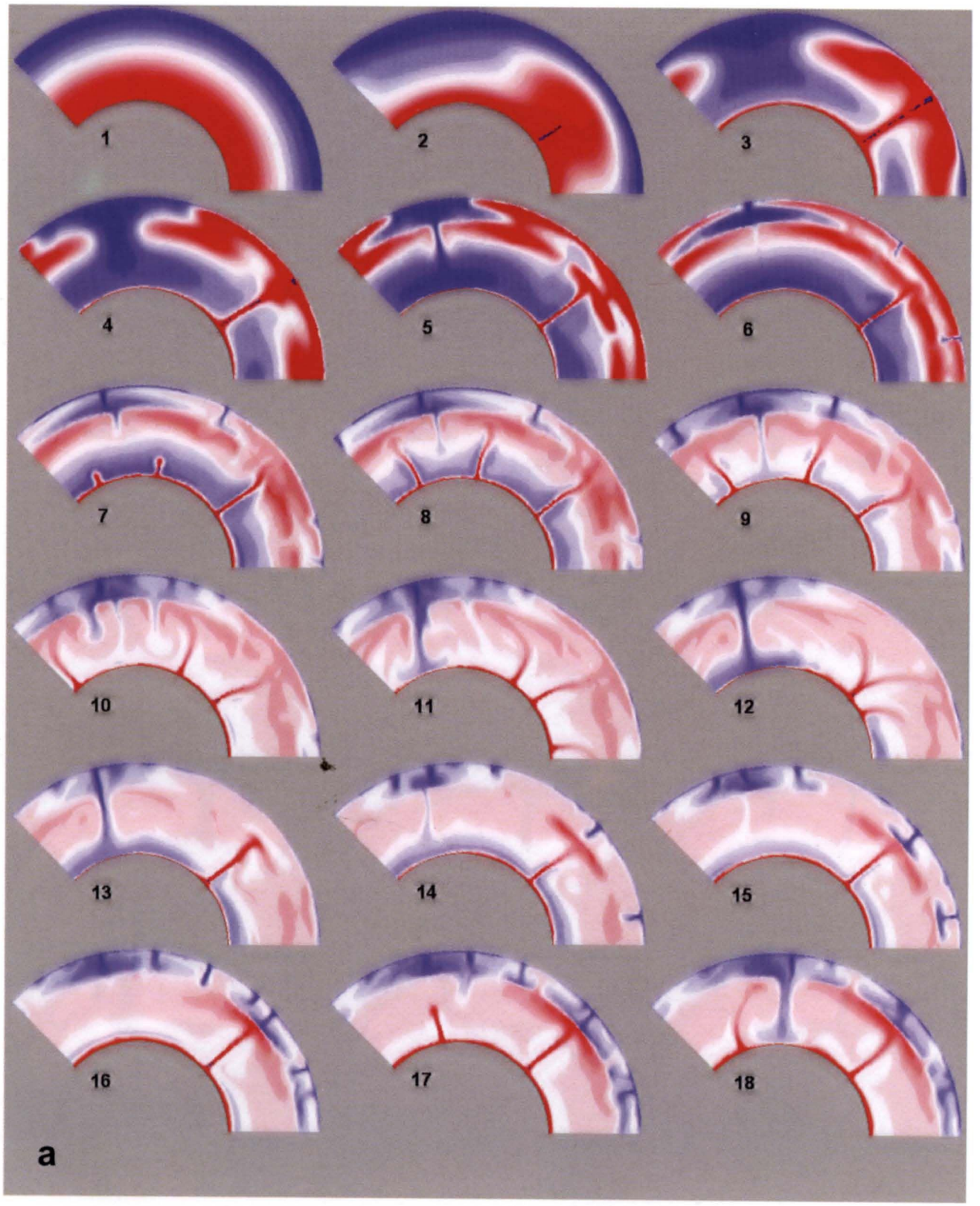


Рис.6.21. Анимационный ряд виртуальной картины глобальной эволюции Земли , полученный путем численного моделирования.

а, б, в, – три панели изображения эволюции по 18 кадров

http://jurassic.ru/

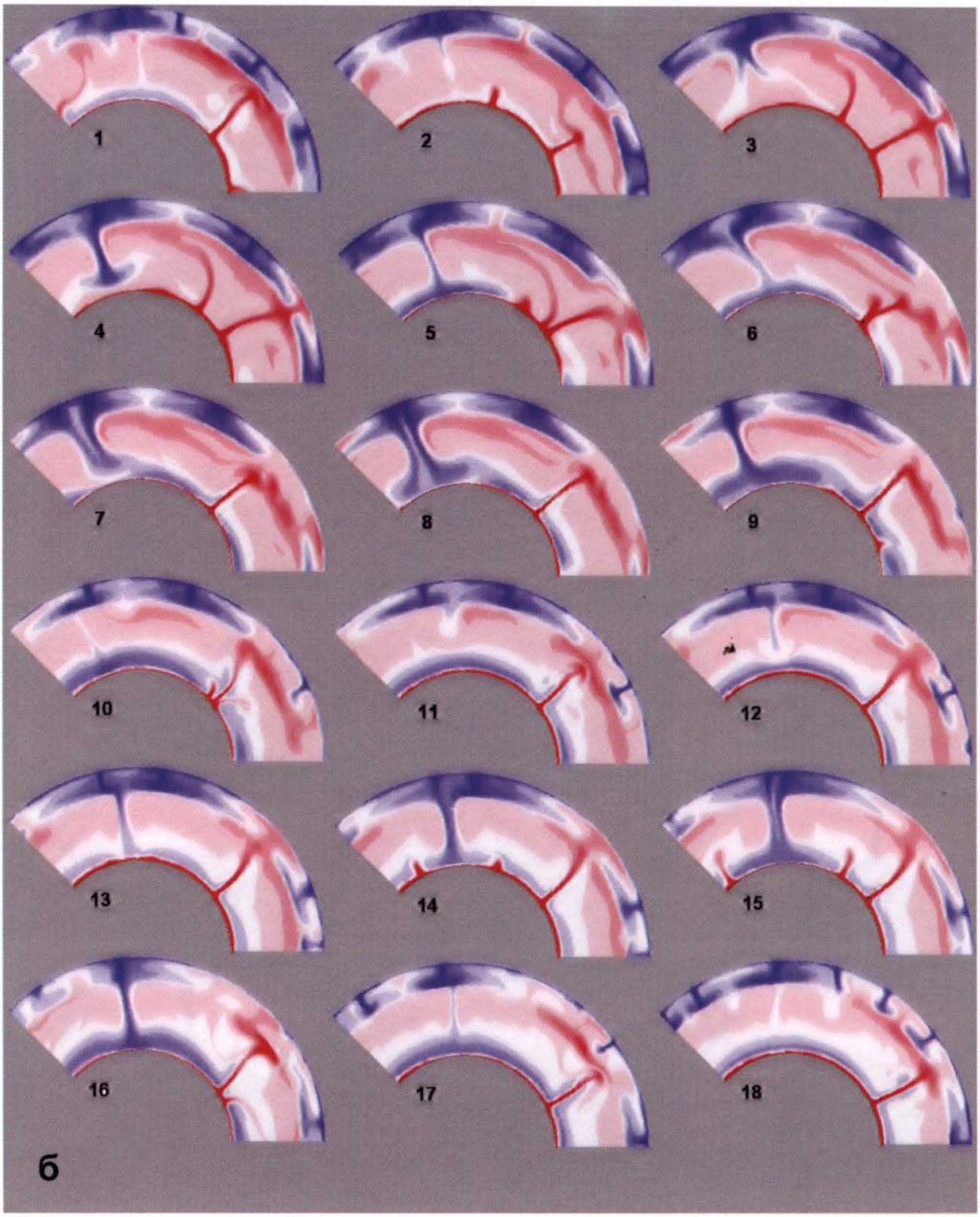


Рис. 6.21. Продолжение.

http://jurassic.ru/

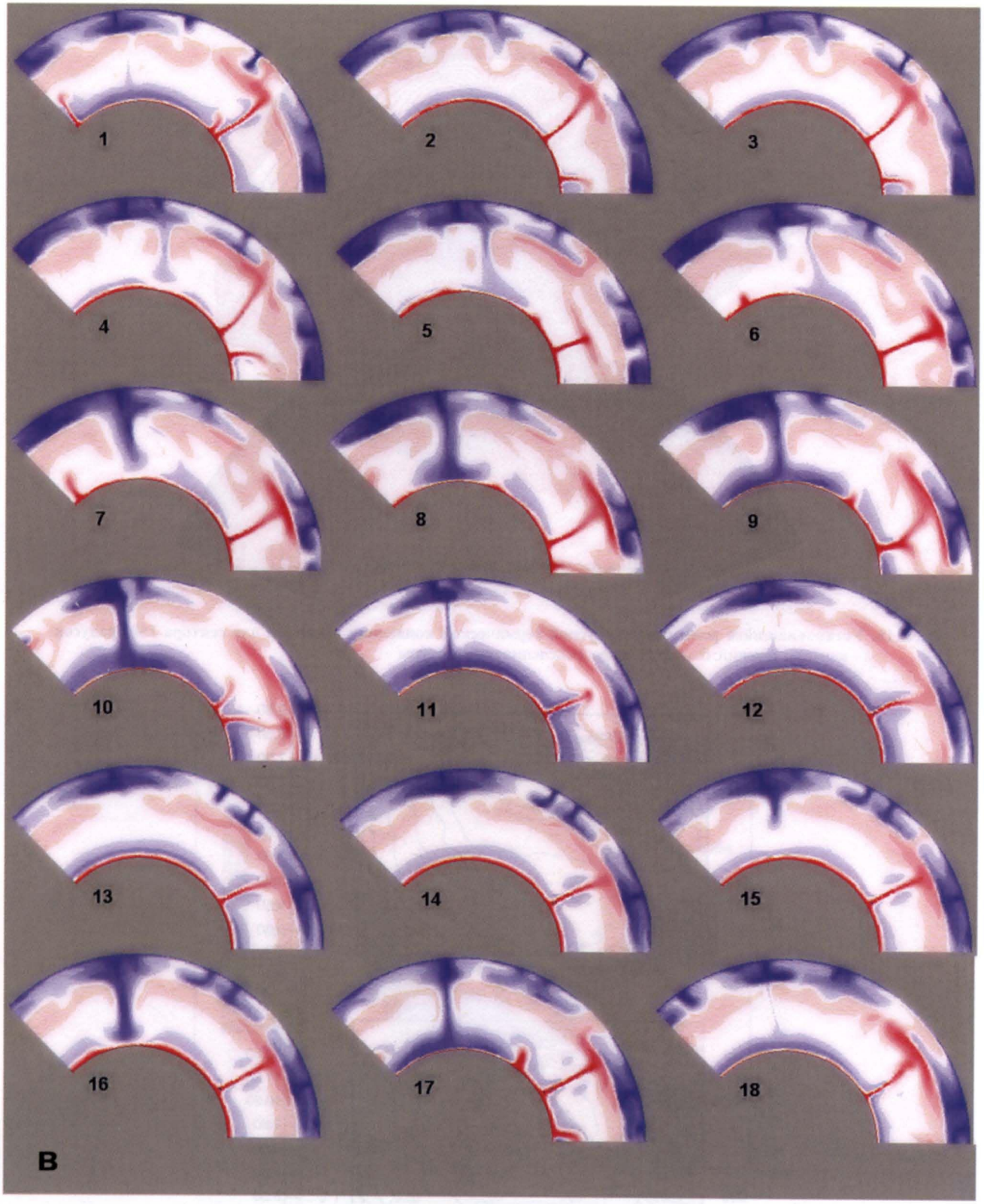


Рис. 6.21. Окончание.

http://jurassic.ru/

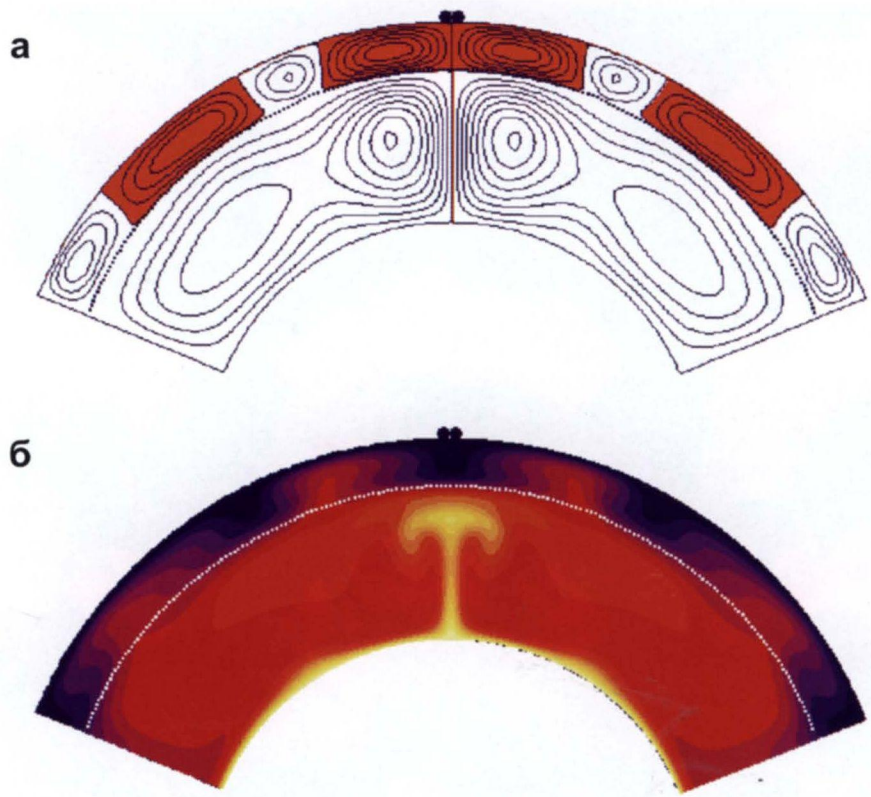


Рис.6.16. Установившийся режим двухъярусной термической конвекции в мантии для сектора 150 градусов
а – картина течений; б – картина распределения температуры

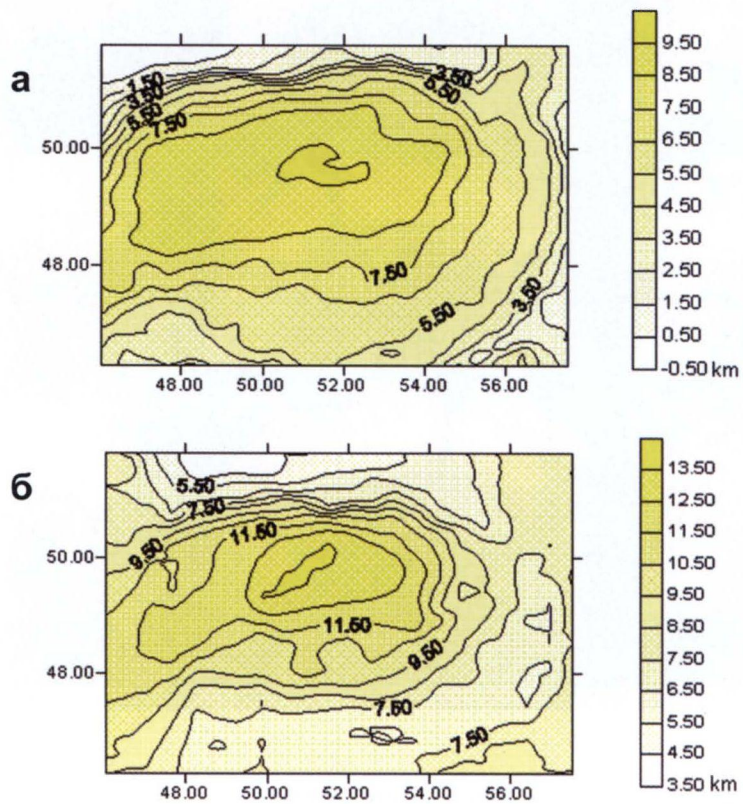


Рис. 6.40. Структурные карты
а – кровля подсолевого комплекса (подошва соли); б – подошва подсолевого комплекса

http://jurassic.ru/

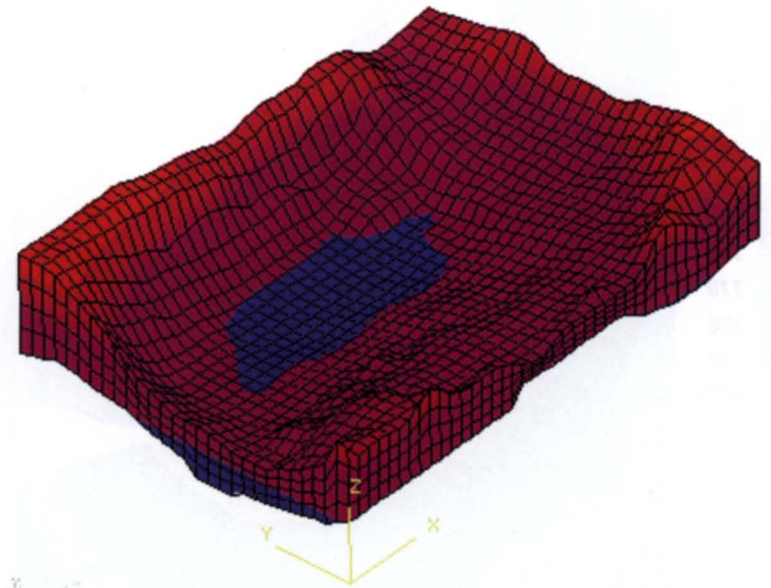


Рис. 6.41. Расчетная схема подсолевого комплекса

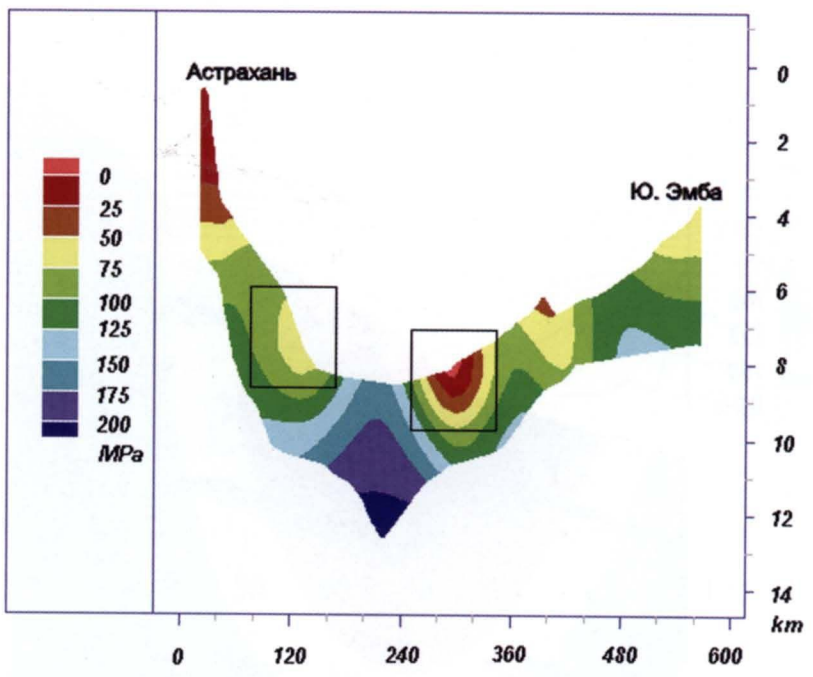


Рис. 6.42. Распределение давлений в упруго-пластической подсолевой толще по профилю Астрахань-Южная Эмба (t=130Ma)

http://jurassic.ru/

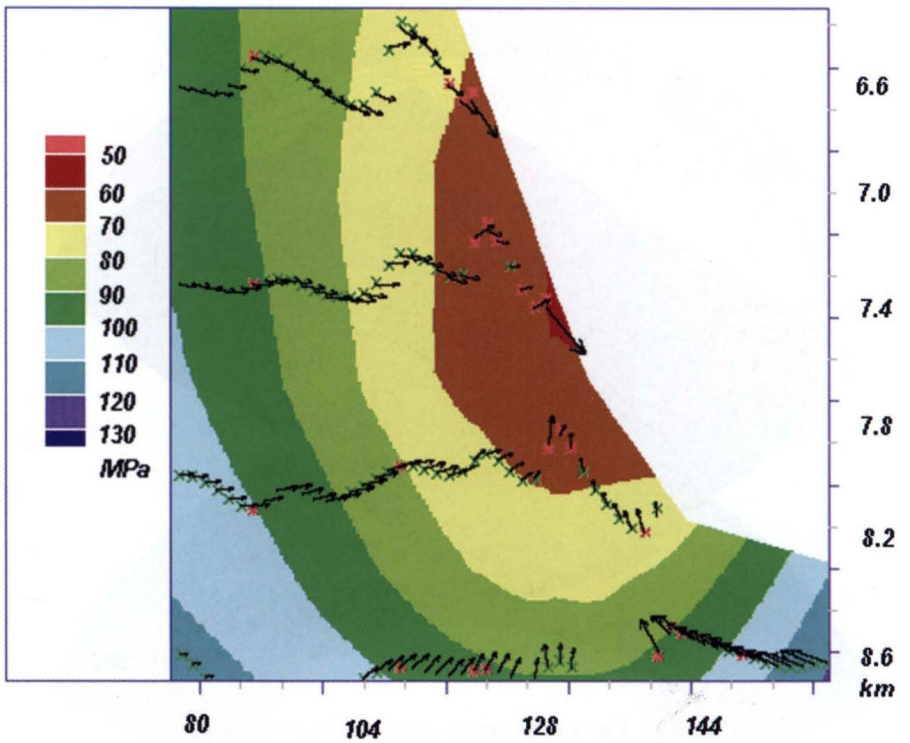


Рис. 6.43. Распределение аномальных давлений и направлений фильтрации на левом борту впадины (t=130Ма)

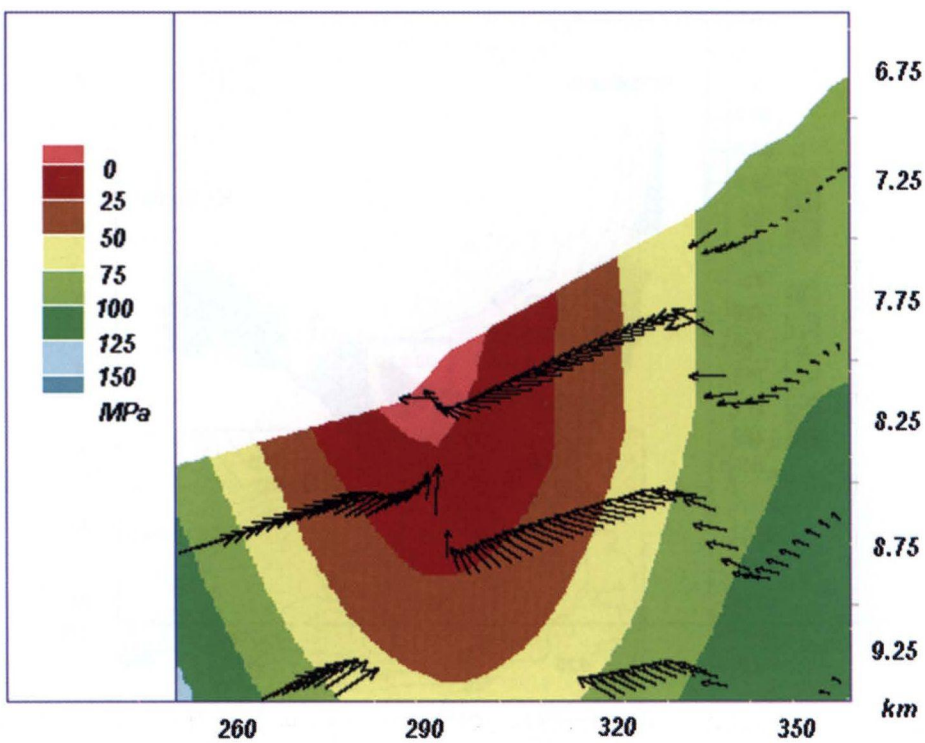


Рис. 6.44. Распределение аномальных давлений и направлений фильтрации на правом борту Прикаспийской впадины (t=130Ма)

http://jurassic.ru/

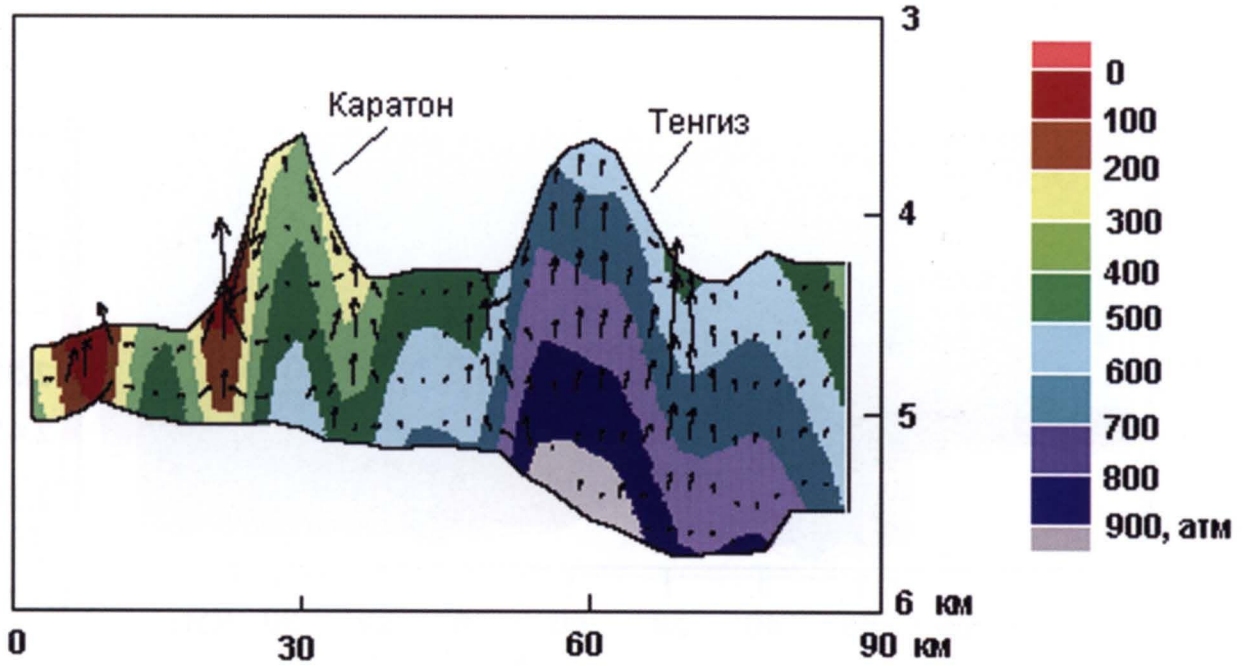


Рис. 6.46. Распределение аномальных давлений и потоков флюида по разрезу Каратон-Тенгиз (t=130Ma)

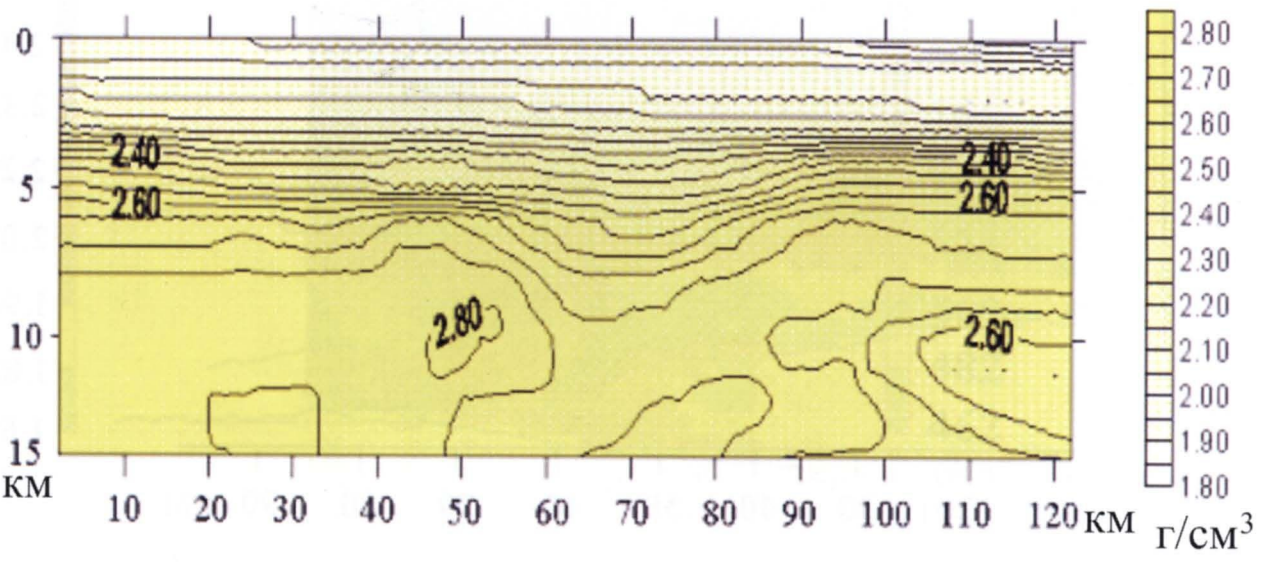


Рис. 6.49. Распределение плотности в разрезе, пересекающем карбонатные массивы Каратон и Тенгиз

http://jurassic.ru/

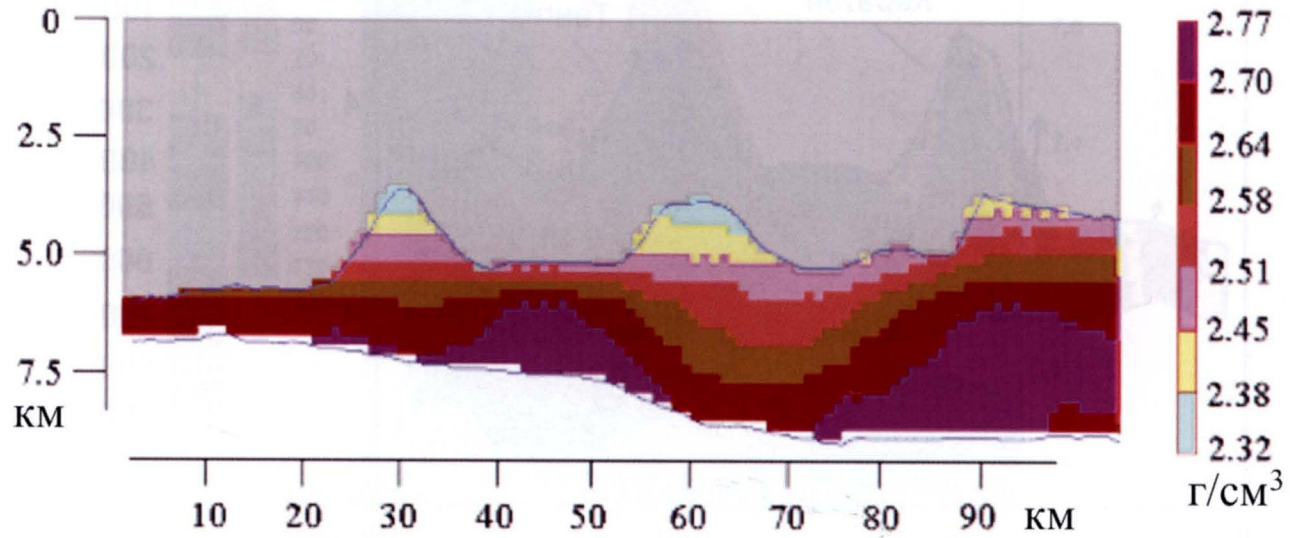


Рис. 6.50. Распределение плотности в подсолевом комплексе (разрез Каратон-Тенгиз)

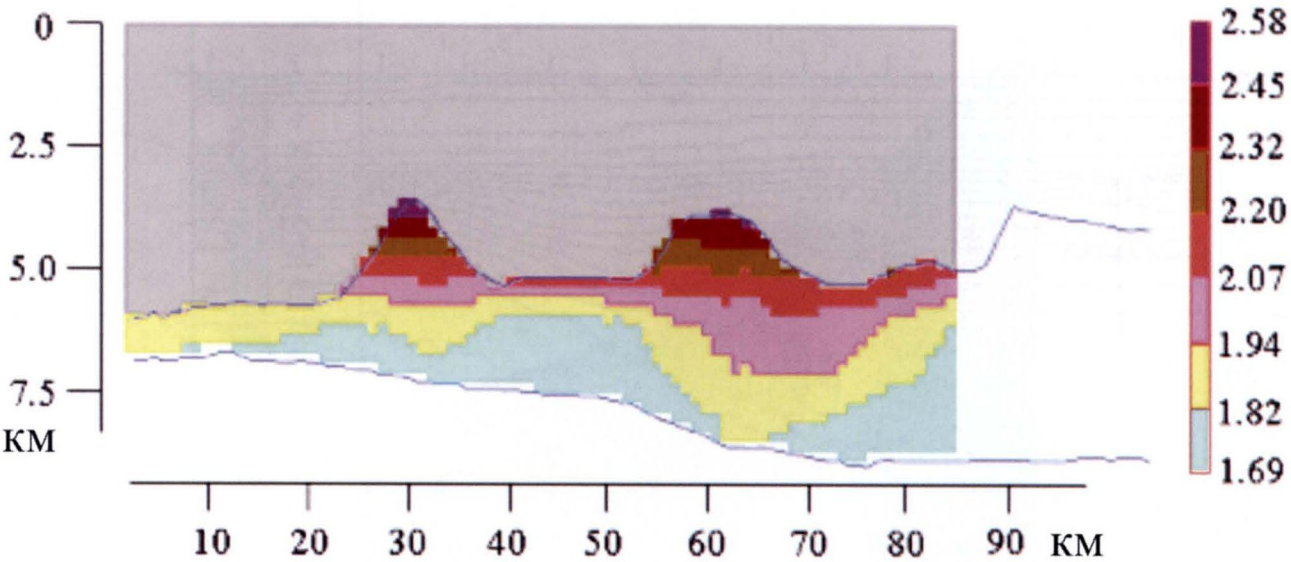


Рис. 6.51. Распределение коэффициента аномальности в подсолевом комплексе (разрез Каратон-Тенгиз)

http://jurassic.ru/

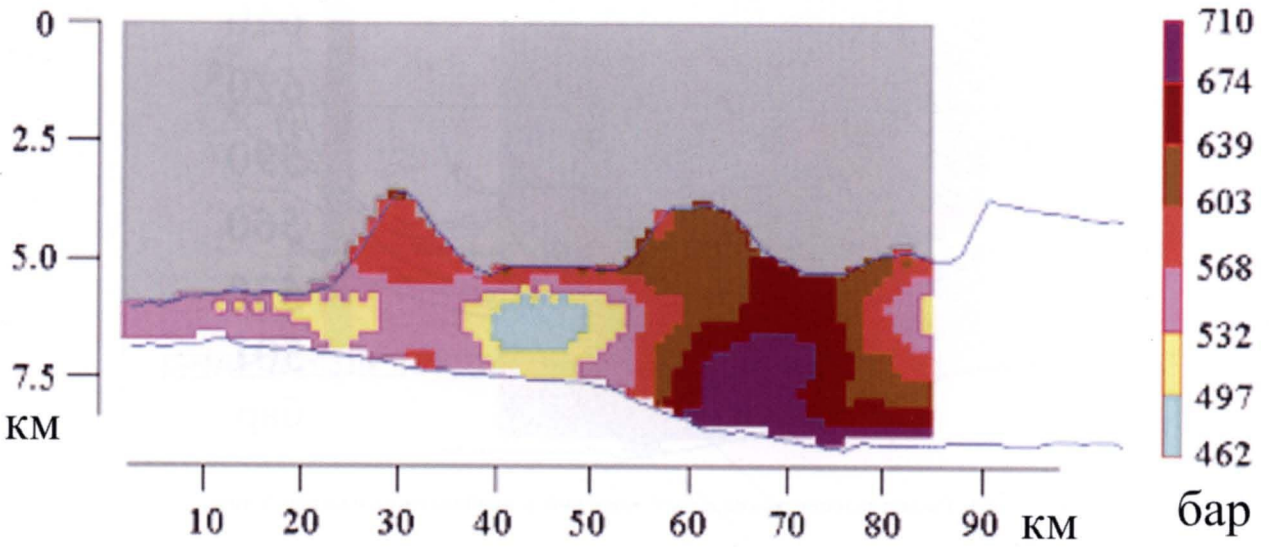


Рис. 6.52. Распределение аномальных давлений в подсолевом комплексе по профилю Каратон-Тенгиз

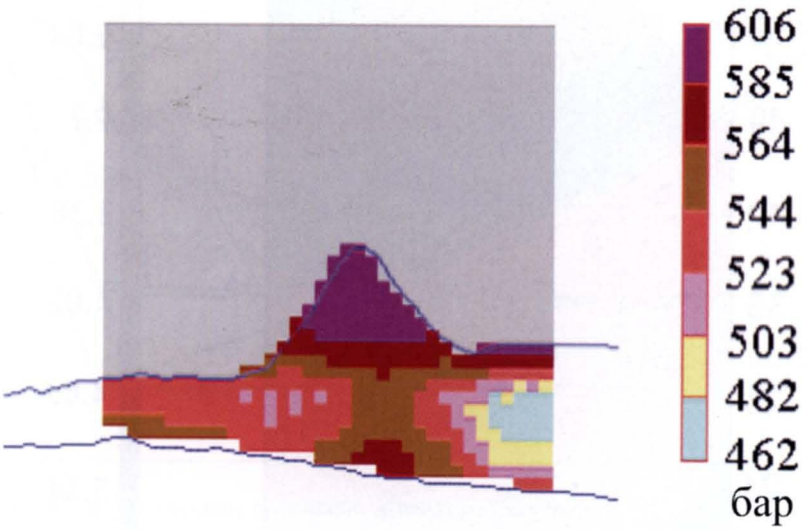


Рис. 6.53. Распределение аномальных давлений в карбонатном массиве Каратон

http://jurassic.ru/

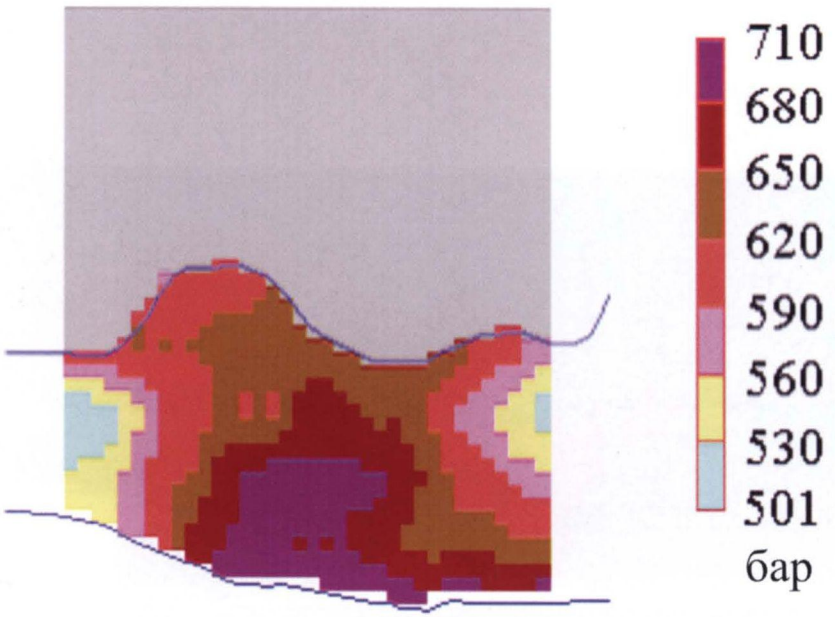


Рис. 6.54. Распределение аномальных давлений в карбонатном массиве Тенгиз

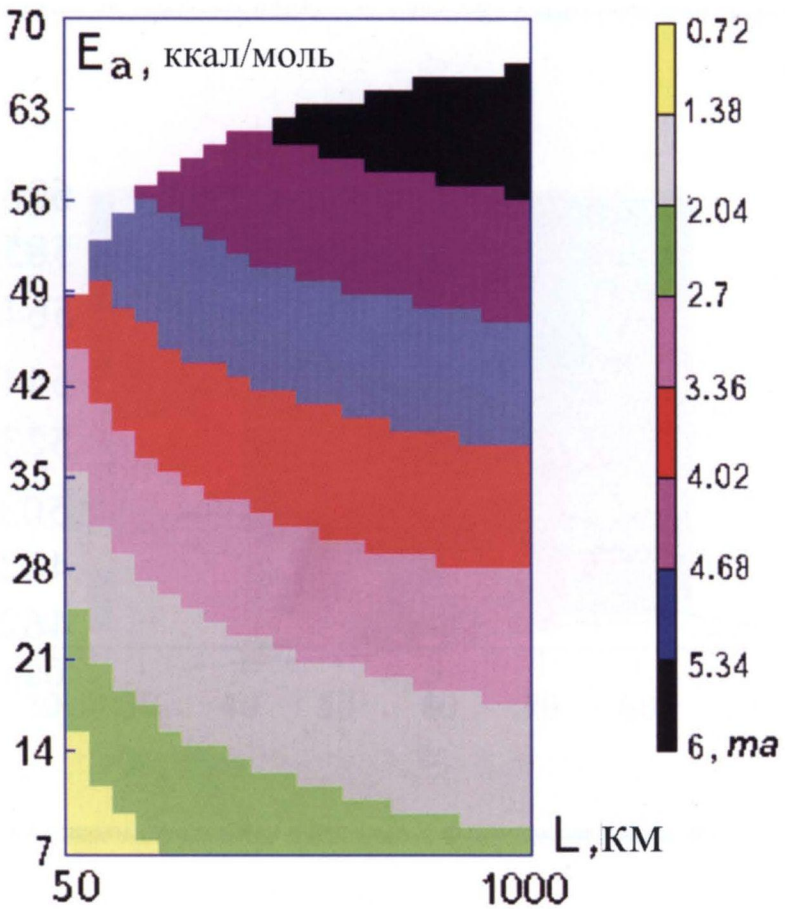


Рис. 6.57. Распределение периодов затухания колебаний

http://jurassic.ru/

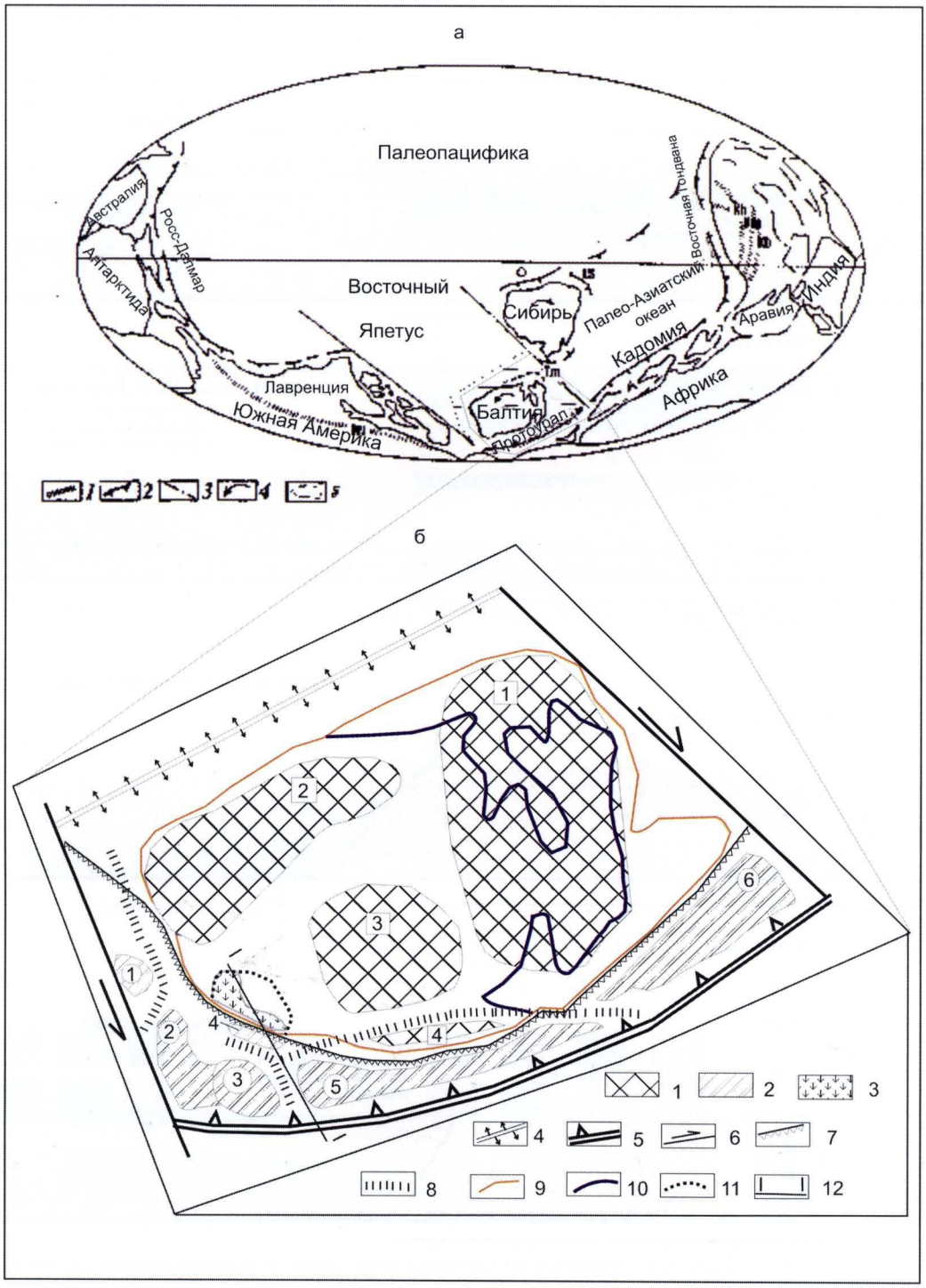


Рис. 6.63. Геодинамические реконструкции рифейской и вендской истории

а. 1 – вендские рифты, 2 – сутуры, 3 – трансформные разломы, 4 – направление вращения, 5 – область, показанная на рис.6.63б [по Моссаковскому и др., 1998]

б – детальные геодинамические реконструкции рифей-вендской истории протоуральского океана:

1-2 структурные блоки: 1 – в пределах Балтии (цифры в квадрате): 1 – Балтийский щит, 2 – Сарматский щит, 3 – Волго-Уральский свод, 4 – Уралтау; 2 – в пределах Протоуральского океана (цифры в кружке): 1 – Мезийская плита, 2 – Скифская плита (включая Предкавказский и Карабогазский своды), 3 – Туранская плита (включая Северноустюртский, Каракумский, Центрально-Туркменский и Зеравшанский блоки), 4 – Восточно-Прикаспийский блок, 5 – Тургай-Сырдарьинский блок, 6 – Печора-Баренцевоморский; 3 – эклогиты; 4-6 – границы Восточно-Европейской континентальной плиты: 4 – дивергентные, 5 – конвергентные, 6 – трансформные; 7 – Уральский покровно-складчатый пояс; 8 – рифты; 9-11 – границы: 9 – континентов, 10 – современная береговая линия, 11 – Прикаспийского бассейна; 12 – линия профиля показанного на рис. 6.64

http://jurassic.ru/

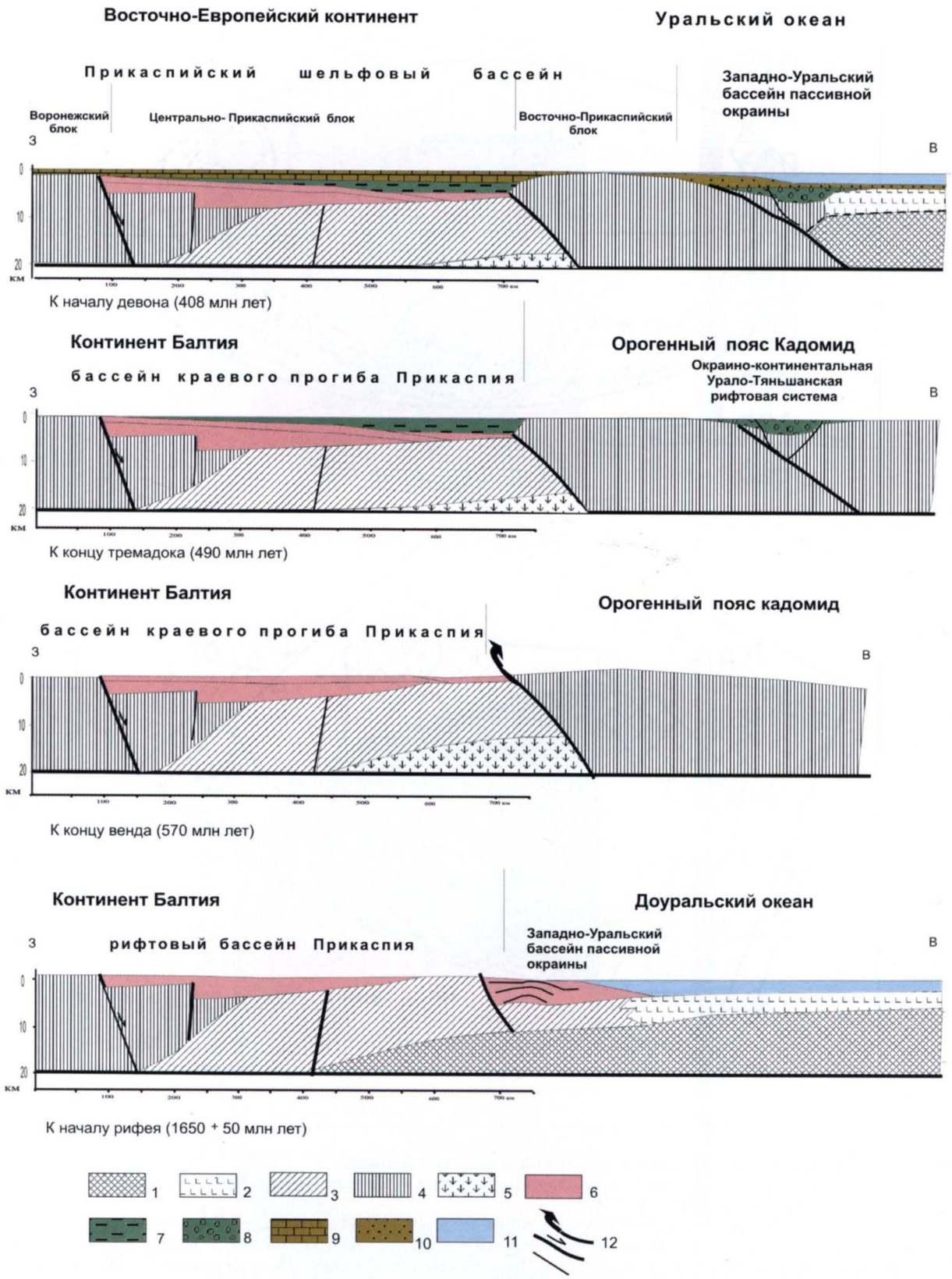


Рис.6.64. Реконструкция рифей-раннепалеозойской истории развития Прикаспийского бассейна по линии профиля Челкар – Волгоград

1 – мантия; 2 – океаническая кора; 3-4 континентальная кора: 3 – нижний высокоскоростной слой, 4 – верхний низкоскоростной слой; 5 – эклогиты; 6-10 осадочные комплексы: 6 – рифейские, 7 – кембрийско-нижнеордовикские тонкообломочные, 8 – грубообломочные, 9 – верхнеордовикско-силурийские карбонатные, 10 – терригенные; 11 – водный слой; 12 – тектонические нарушения различной кинематики

http://jurassic.ru/

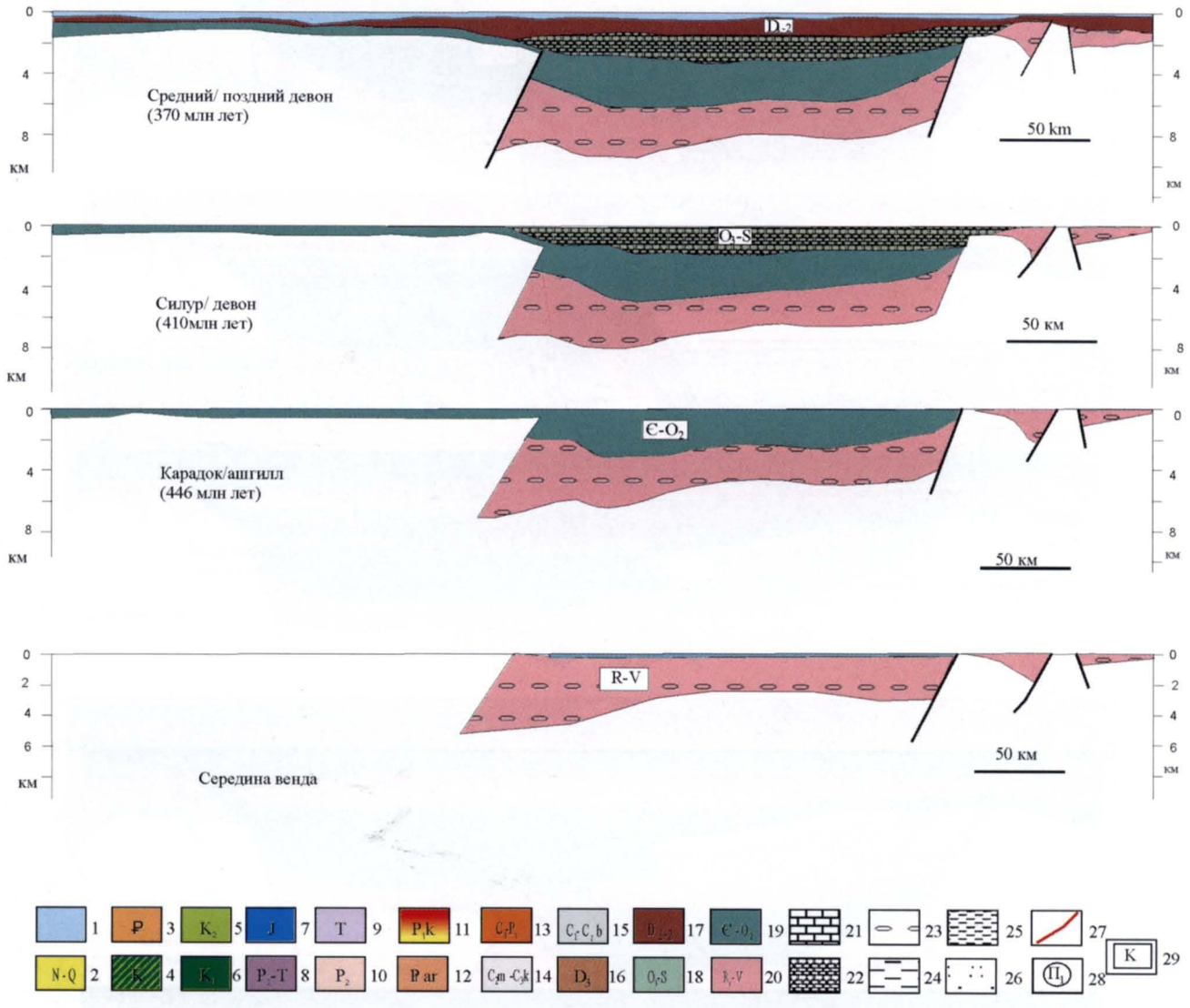


Рис.6.65. Палеогеологические реконструкция истории развития Прикаспийского бассейна вдоль линии профиля Уральск – Жамбай

1 – водный слой; 2-20 – стратиграфические комплексы: 2 – плиоцен-четвертичный, 3 – палеогеновый, 4 – меловой (нерасчлененный), 5 – верхнемеловой, 6 – нижнемеловой, 7 – юрский, 8 – верхнепермско-триасовый (нерасчлененный), 9 – триасовый, 10 – верхнепермский, 11 – нижнепермский (кунгурские соли), 12 – нижнепермский (артинский), 13 – гжельско-сакмарский, 14 – московско-касимовский, 15 – визейско-башкирский, 16 – верхнедевонско-нижневизейский, 17 – нижне-среднедевонский, 18 – верхнеордовикско-силурийский, 19 –кембрийско-среднеордовикский, 20 – рифейско-вендский; 21-26 – литологические комплексы: 21 – карбонатные (рифовые), 22 – карбонатные, 23 – терригенные (грубообломочные), 24 – карбонатно-терригенные, 25 – терригенные (преимущественно глинистые), 26 – отложения подводных конусов (преимущественно грубообломочные); 27 – разломы; 28 – опорные сейсмические отражающие горизонты и их индексы; 29 – индексы стратиграфических комплексов

http://jurassic.ru/

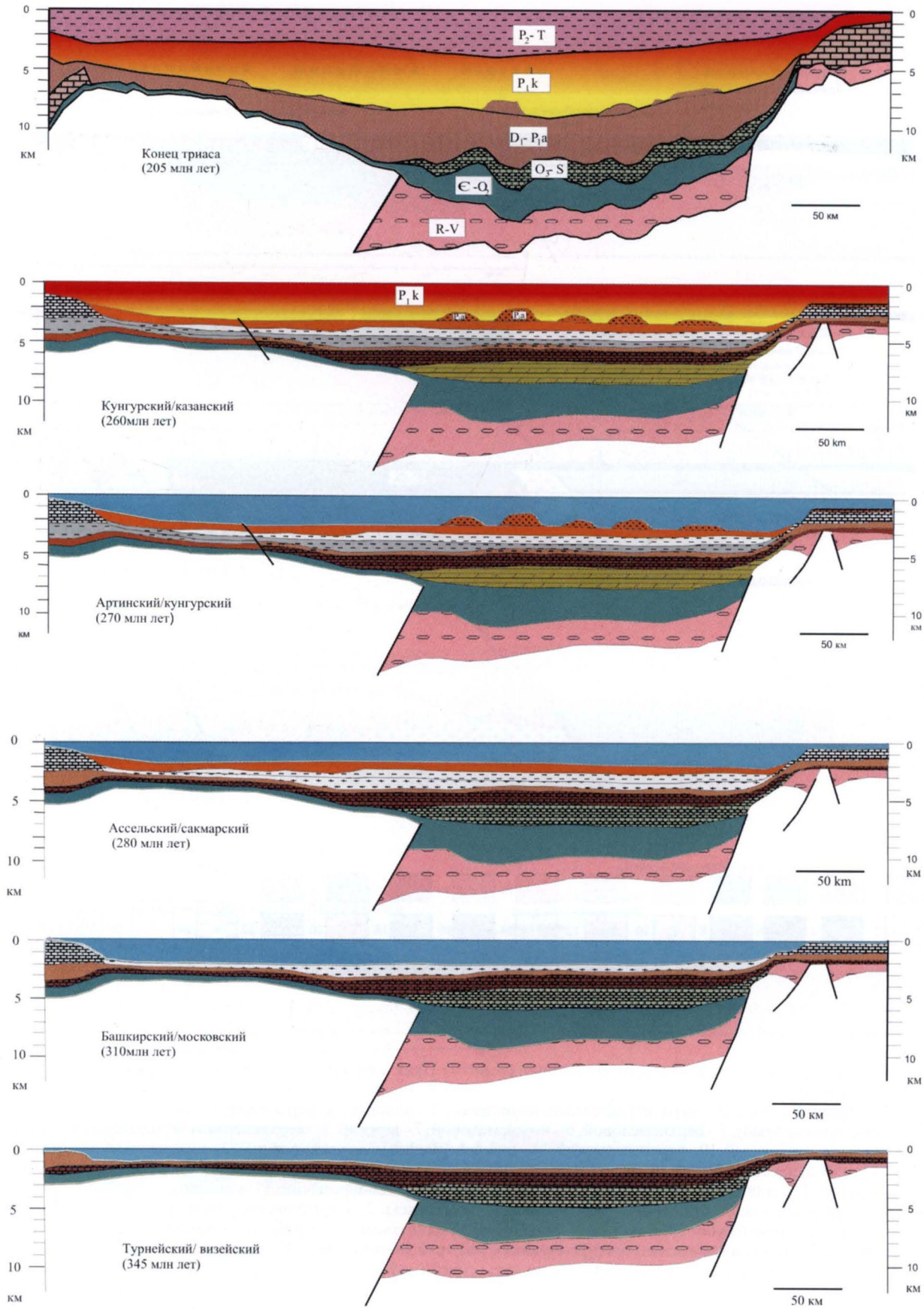


Рис. 6.65. Продолжение.

http://jurassic.ru/

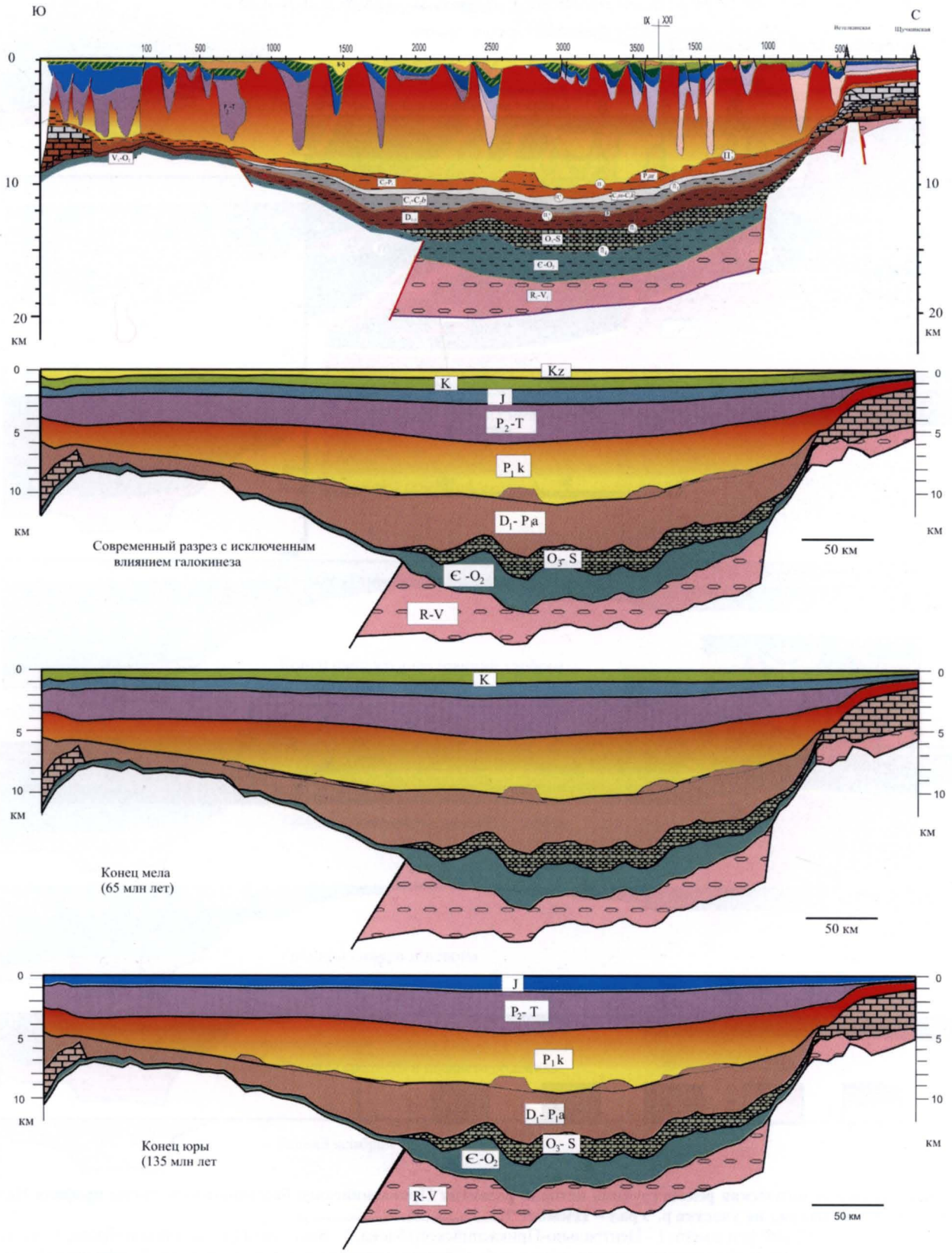


Рис. 6.65. Окончание.

http://jurassic.ru/

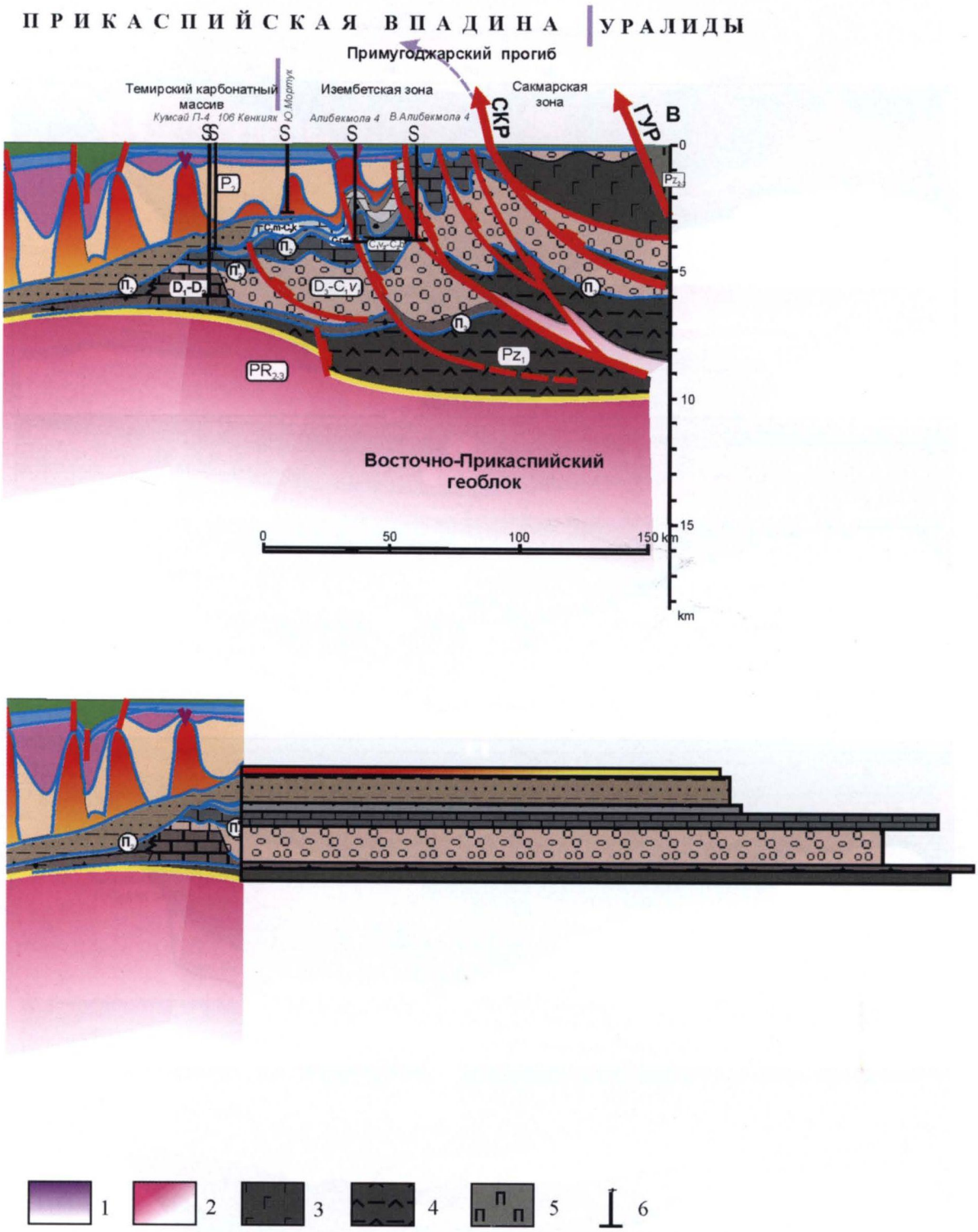


Рис. 6.66. Палеогеологическая реконструкция истории развития Прикаспийского бассейна вдоль линии профиля Челкар – Волгоград на участке р. Урал – Изембет

1-2 – дорифейский фундамент: 1 – Центрально-Прикаспийского блока, 2 – Восточно-Прикаспийского блока; 3 – вулканогенно-осадочные образования нижнего палеозоя; 4 – вулканиты среднего и верхнего палеозоя; 5 – офиолиты Урала; 6 – положение скважин. Остальные обозначения см. рис. 6.65

http://jurassic.ru/

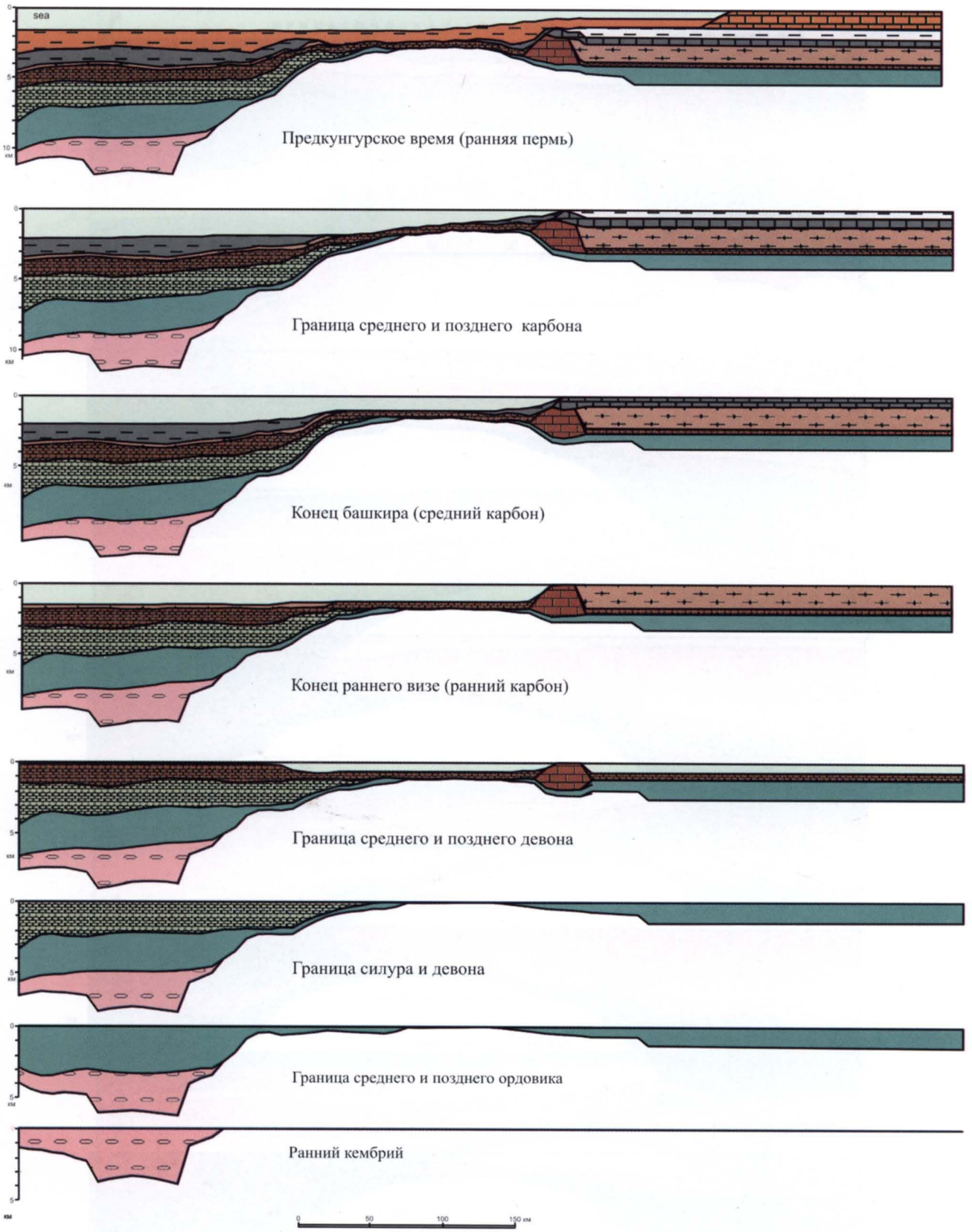


Рис. 6.66. Продолжение.

http://jurassic.ru/

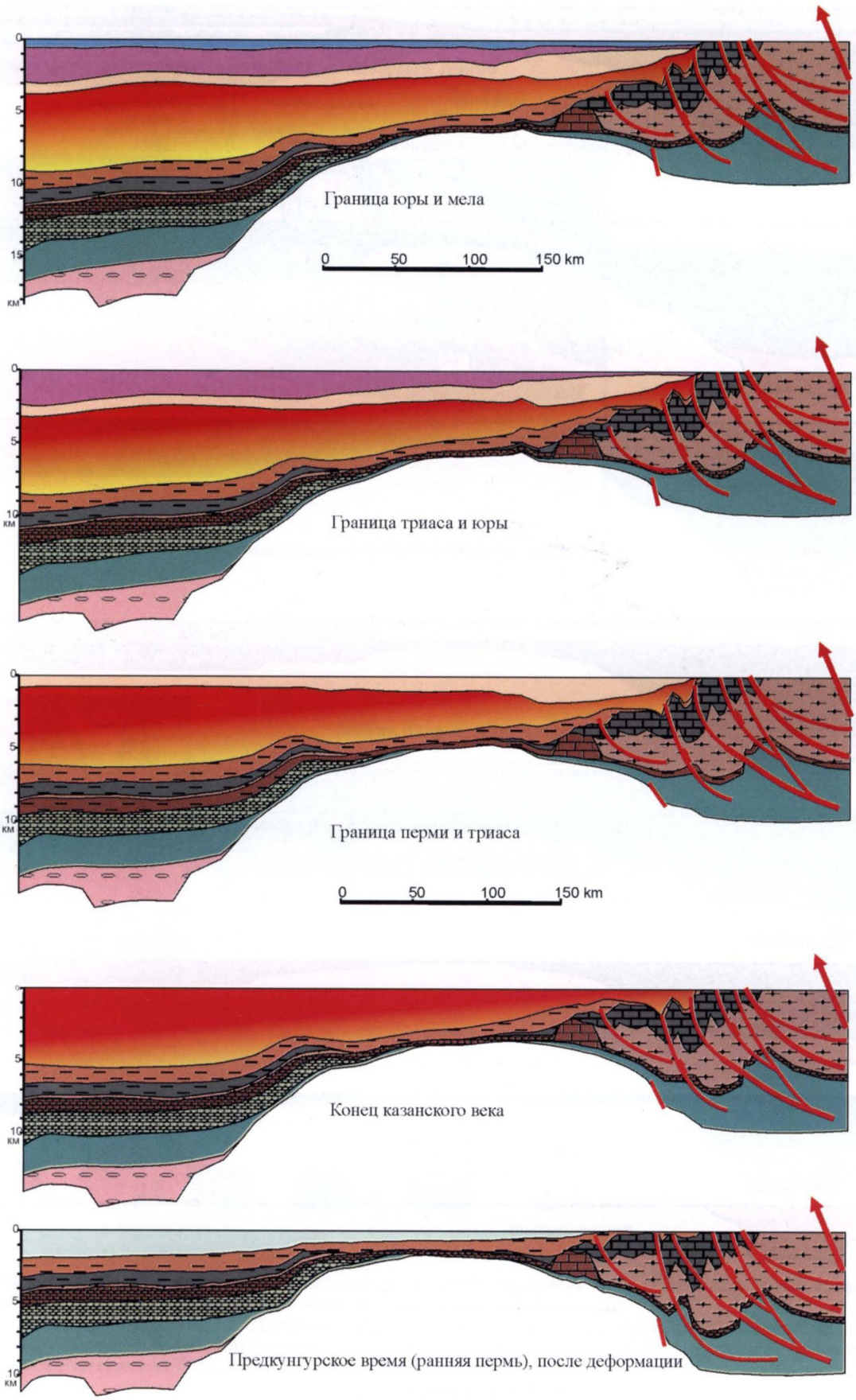
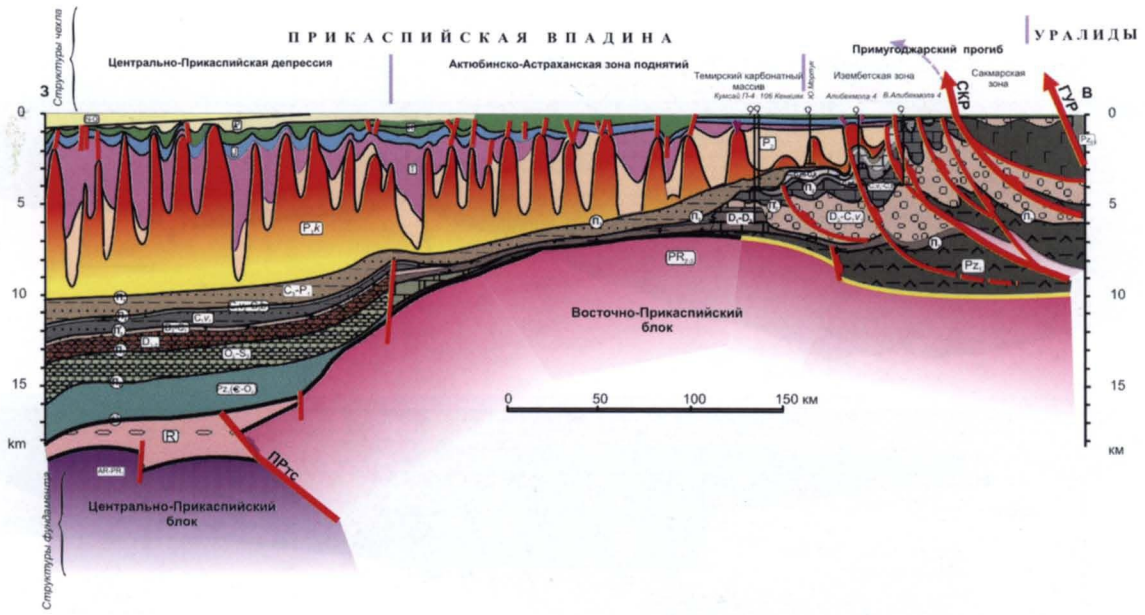
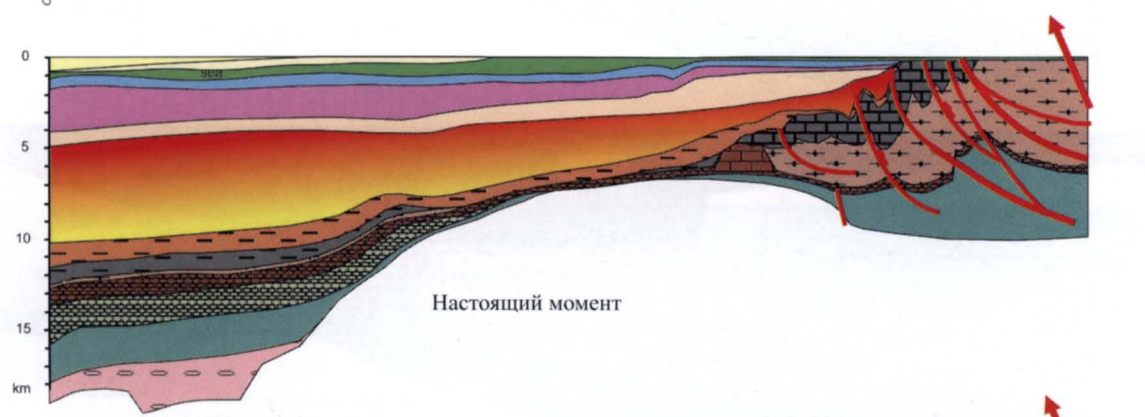


Рис. 6.66. Продолжение.

http://jurassic.ru/





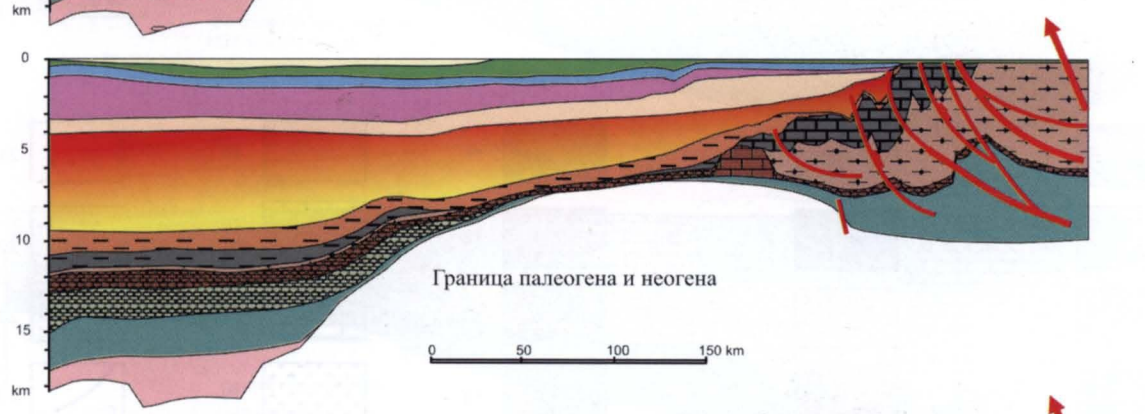




Рис. 6.66. Окончание.

http://jurassic.ru/

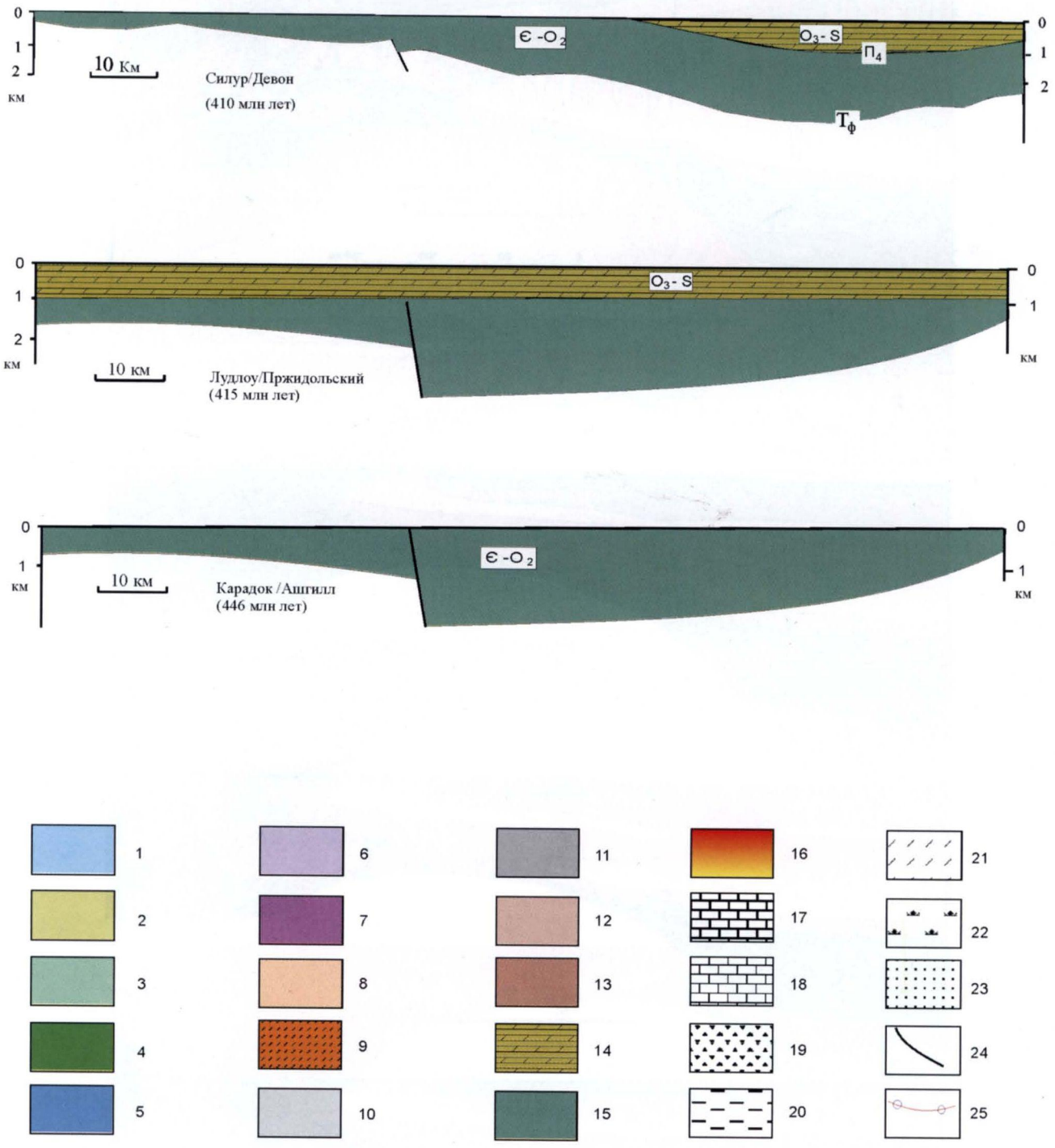


Рис.6.67. Палеогеологические реконструкции истории развития юго-восточной окраины Прикаспийского бассейна вдоль линии профиля Каратон-Тенгиз-Южная

1 – водный слой, 2-15 – стратиграфические комплексы: 2 – палеогеновый, 3 – верхнемеловой, 4 – нижнемеловой, 5 – средне-верхнеюрский, 6 – триас-нижнеюрский, 7 – верхнепермский, 8 – гжельско-артинский, 9 – средневизейско-московский, 10 – верхнедевонско-нижневизейский, 11 – среднедевонский, 12 – нижнедевонский, 13 – нижнепалеозойский, 14 – ордовикско-силурийский, 15 – кембрийский; 16-23 – литологические комплексы: 16-кунгурские соли, 17 – рифовые, 18 – карбонатные, 19 – терригенно-карбонатные, 20 – глинисто-карбонатные, 21 – терригенные, 22 – глинистые, 23 – песчаные; 24 – разломы; 25 – осредненная поверхность выровненной соли

http://jurassic.ru/

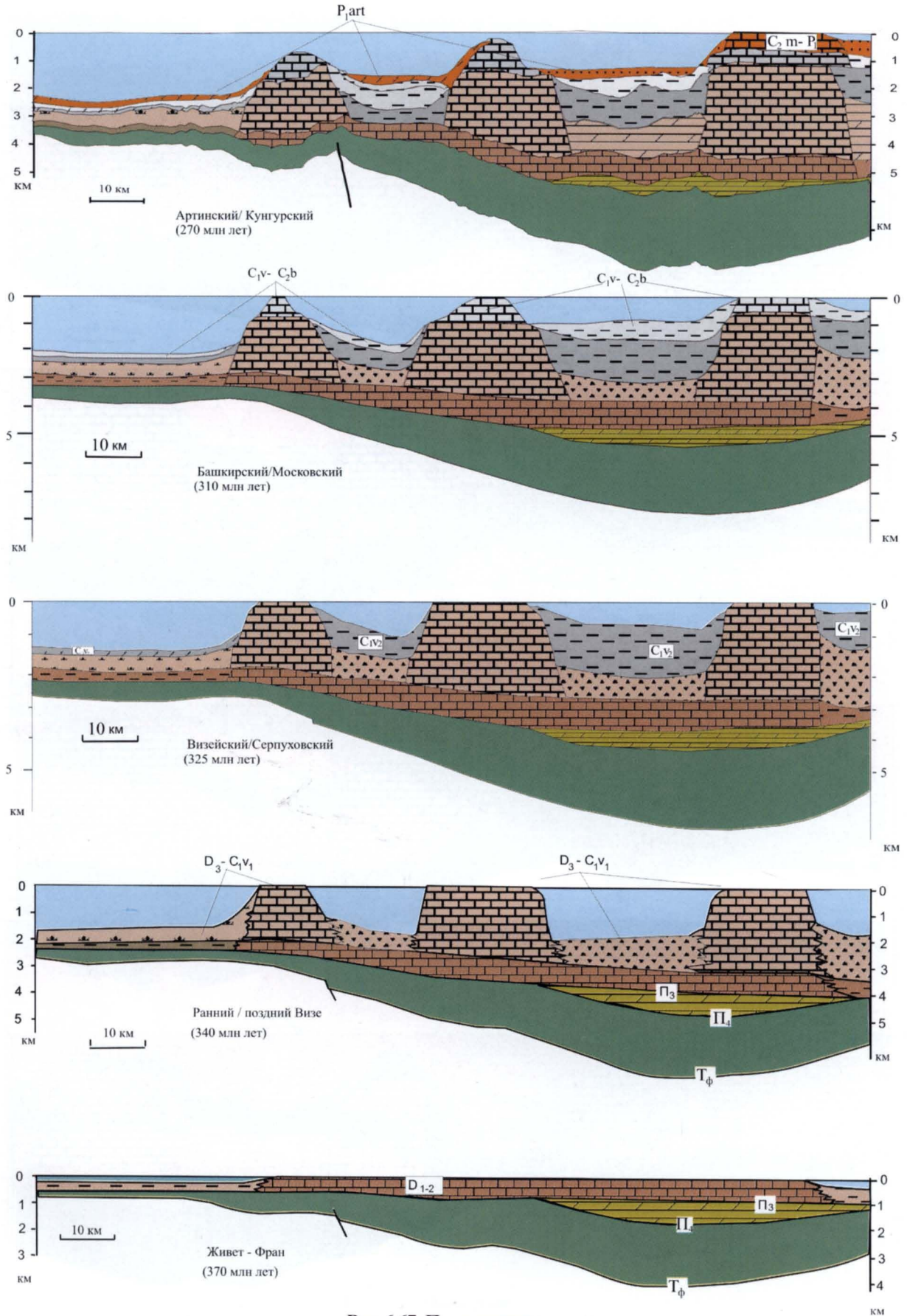


Рис. 6.67. Продолжение.

http://jurassic.ru/

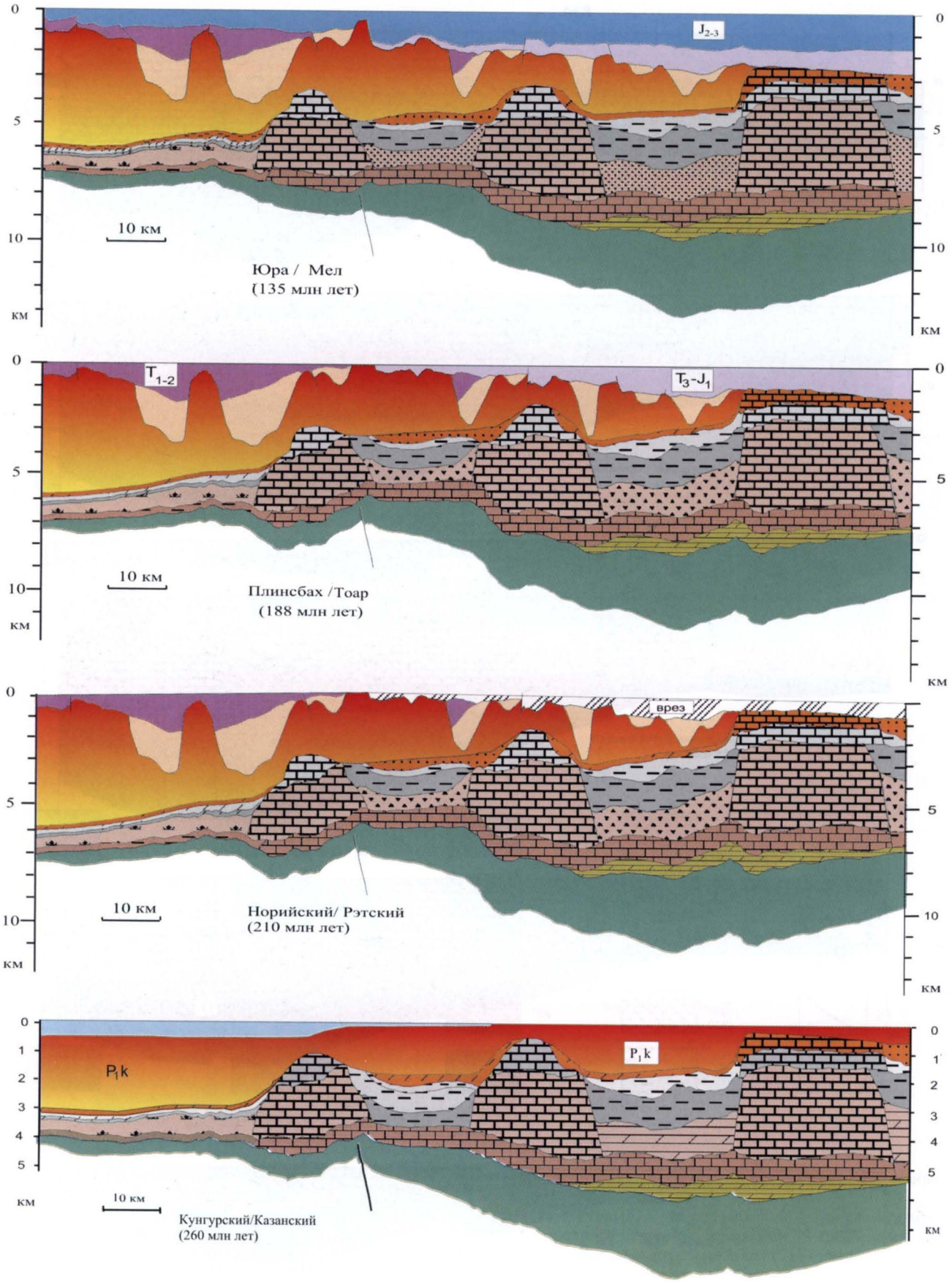


Рис. 6.67. Продолжение.

http://jurassic.ru/

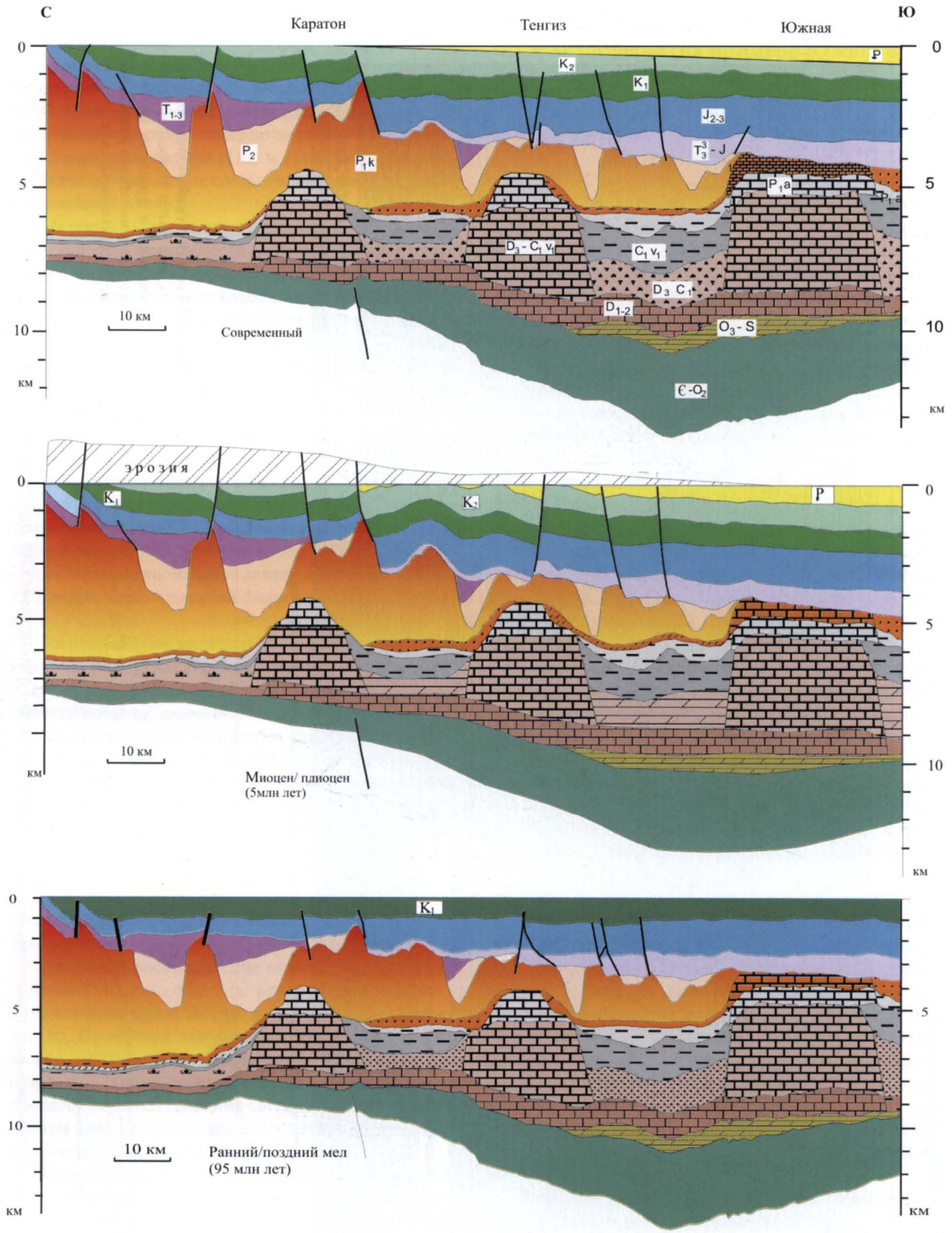


Рис. 6.67. Окончание.

http://jurassic.ru/

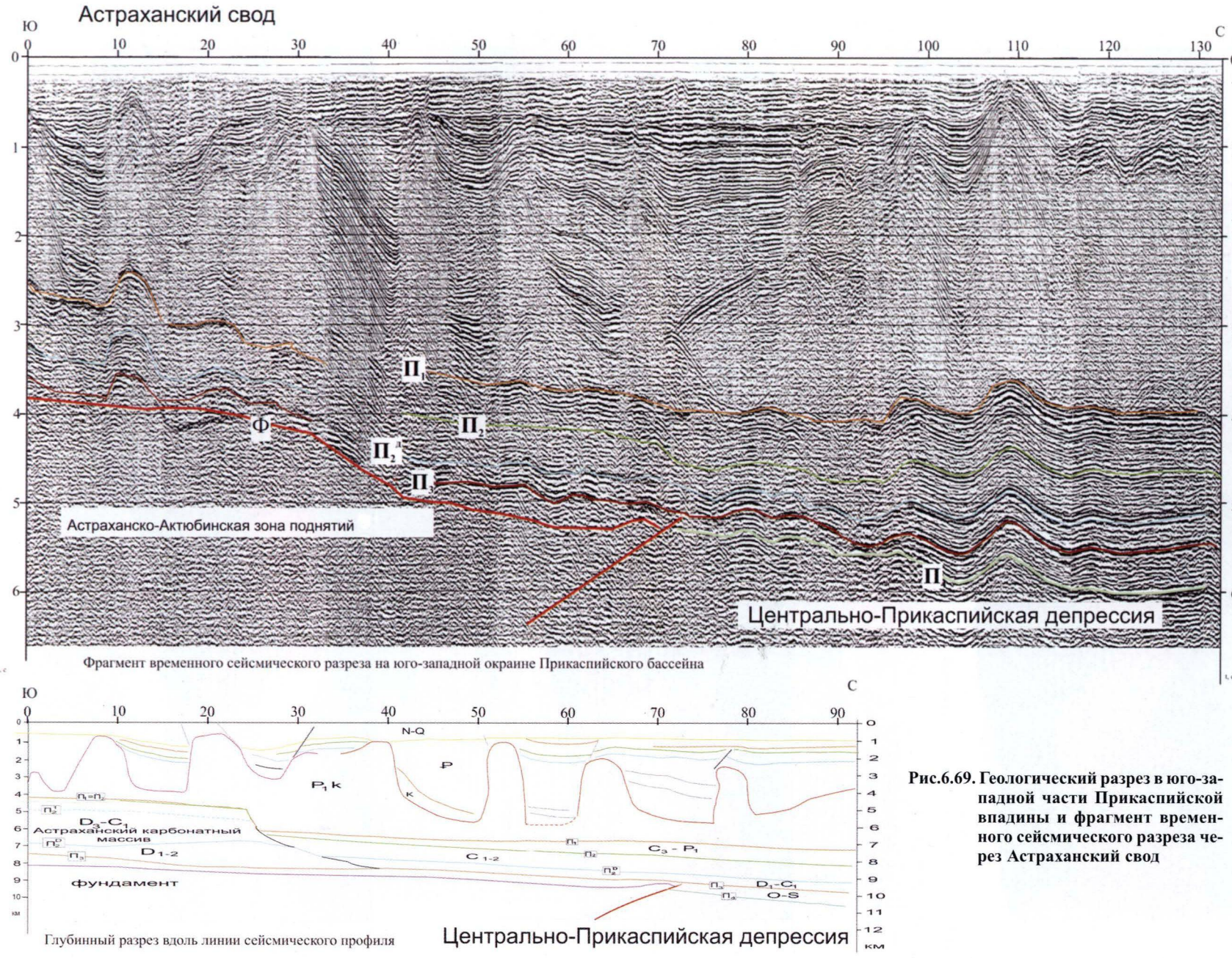


Рис.6.69. Геологический разрез в юго-западной части Прикаспийской впадины и фрагмент временного сейсмического разреза через Астраханский свод

http://jurassic.ru

На рис.6.49 (цв. вкладка) приведено распределение плотности в меридиональном разрезе, проходящем через карбонатные массивы Каратон и Тенгиз на юге Прикаспийской впадины (см. рис.6.45) [Гарагаш и др., 1994]. Соответствующее распределение плотности в подсолевом комплексе показано на рис.6.50 (цв. вкладка). С помощью формул (110) и (111) выполнено вычисление распределения полных аномальных давлений в подсолевой толще.

На рис. 6.51 (цв. вкладка) показано распределение коэффициента аномальности (отношение полного давления к нормальному гидростатическому на данной глубине). Купольные части карбонатных тел Каратон и Тенгиз характеризуются максимальными значениями коэффициента аномальности, который с глубиной убывает, указывая на инверсию полного аномального давления. Этот результат согласуется с данными, приведенными в работе [Рабкин и др., 1990].

На рис.6.52 (цв. вкладка) приведено распределение аномального давления, равного разности между полным давлением и гидростатическим. Поскольку последнее меняется с глубиной по линейному закону, оно, согласно уравнению (107), не вызывает фильтрацию жидкости в однородных областях и, следовательно, именно вычисленное аномальное давление является движущей силой, перемещающей флюид в подсолевой толще.

На рис.6.52 (цв. вкладка) показано, что ситуация в карбонатных телах Каратон и Тенгиз принципиально различна. В купольной части поднятия Каратон имеется избыток давления, который приводит к течению флюида вниз, в то время как в окрестностях Тенгиза давления выталкивают флюид в купольную часть. Такой характер течения позволяет объяснить отсутствие скоплений углеводородов в верхней части поднятия Каратон и наметить перспективные места для поисковых работ. Действительно, как следует из рис. 6.52 (цв. вкладка), в нижней части разреза имеются две зоны пониженного давления, которые могут рассматриваться как места скопления углеводородов.

Детальное распределение аномальных давлений приведено на рис. 6.53 (цв. вкладка) для поднятия Каратон и на рис.6.54 (цв. вкладка) для поднятия Тенгиз. Сравнивая эти рисунки с рис. 6.48 и 6.47 можно заключить, что результаты расчетов эволюции аномального давления в подсолевой толще в процессе осадконакопления согласуются с распределением аномальных давлений в сечении, представленном на рис.6.52 (цв. вкладка).

Выполненные расчеты позволяют сделать вывод, что количественный анализ процесса осадконакопления и его отражения в скоростном поле осадочной толщи позволяет оценить распределение пластовых давлений и наметить места, перспективные для поиска месторождений нефти и газа.

6.7. Модель немонотонного погружения литосферы (на примере Южно-Каспийской впадины)

6.7.1. Геологическое строение Южно-Каспийской впадины

Южно-Каспийская впадина представляет собой крупнейший бассейн осадконакопления, продолжающий развиваться в настоящее время. Она занимает южную глубоководную часть Каспийского моря и примыкающую к ней с востока Западно-Туркменскую и с запада Нижне-Куринскую низменности. На тектонических картах граница впадины обычно проводится на суше по контуру распространения плиоцен-четвертичных отложений, а в море за ее северную границу принимают Апшеронский порог. Однако в свете последних данных МОГТ северной границей впадины в акватории Каспия служит тектоно-седиментационный уступ, который проходит значительно севернее Апшеронского порога. На востоке этот уступ трассирует вначале южные борта Балхан-Кубадагского поднятия, затем Карабогазского свода, Яламо-Песчаномысского поднятия и на западе утыкается в северный борт Кусаро-Дивичского прогиба. Апшеронский порог, согласно этим данным, является внутренней структурой Южно-Каспийской впадины. Система поднятий Апшеронского порога представляет цепь антиклинальных складок, приуроченных к региональному Крымско-Копетдагскому сдвигу, секущему северную часть впадины в субширотном направлении.

Поверхность фундамента Южно-Каспийской впадины залегает на глубинах более 20 км. На единственном профиле МОГТ с длиной записи до 12с удается расшифровать строение нижних горизонтов чехла и фундамента. Фундамент разбит системой нарушений сбросового типа на блоки с перепадами глубин между ними до 1000 и более м. Крупное поднятие выделяется в пределах современного туркменского шельфа. Оно разделяет Южно-Каспийскую впадину на две части – западную и восточную. В западной части консолидированная кора имеет мощность до 8, а в восточной – более 15 км. Геофизические материалы показывают, что в наиболее погруженной западной части фундамент сложен высокоскоростным комплексом консолидированной коры. Глубинное строение Южно-Каспийской впадины на основание интерпретации геофизических материалов приводится в ряде работ [Артюшков,1993; Вольвовский Б.С., Вольвовский И.С., 1980; Лебедев, 1980].

Разрез осадочного чехла Южно-Каспийской впадины, по данным сейсмостратиграфического анализа, расчленяется на несколько сейсмических комплексов. Наиболее древний из них сложен юрско-неокомскими отложениями (максимальные мощности порядка 4 км).

http://jurassic.ru/

Его перекрывают апт-сеноманский (5 км), сенон-туронский (до 2 км), палеоцен-эоценовый (4 км), олигоцен-миоценовый (майкоп) (4 км), среднемиоцен-нижнеплиоценовый (6 км), среднеплиоценовый (до 7 км) и четвертичный (до 2 км) сейсмокомплексы. Выделенные сейсмокомплексы представлены терригенными слабо уплотненными породами, за исключением самого нижнего, сложенного более плотными терригенно-карбонатными образованиями.

Указанные сейсмостратиграфические комплексы осадочного чехла в структурном отношении образуют три структурных этажа, различающихся характером распределения мощности и внутренней структурой, а также особенностями распространения. Нижний юрско-сеноманский этаж распространен в пределах восточного туркменского блока. Его мощность конседиментационно уменьшается с запада на восток – от Западного Копетдага в сторону центральных частей шельфа Туркмении. Среднемеловой-нижнемиоценовый этаж распространен в Центральной части Южно-каспийской впадины. Для него характерны параллельно-слоистая структура и последовательное прислонение горизонтов к подстилающей поверхности в пределах бортовых зон, где она формирует резкие уступы континентального склона, что указывает на накопление этих отложений в топодепрессиях. Верхний плиоцен-четвертичный этаж распространен наиболее широко. Его отличает присутствие преимущественно косослоистых проградационных толщ.

Отложения чехла в целом (если не рассматривать деформации, обусловленные глинистым диапиризмом) залегают очень спокойно. Сильные складчатые деформации с образованием надвиговых структур наблюдаются только в бортовых зонах, примыкающих к Кавказу и Копетдагу, и затрагивают образования лишь двух нижних этажей.

Представления об истории развития Южно-Каспийской впадины противоречивы. Одни рассматривают ее в качестве новообразованной структуры, сформировавшейся в конце миоцена, другие считают остаточной океанической депрессией обширного юрско-палеогенового бассейна окраинноморского типа.

Анализ геолого-геофизических данных свидетельствует о том, что современный структурный план Южно-Каспийской впадины является результатом сложной истории развития Кавказско-Копетдагского юрско-палеогенового бассейна, который заложился в поздней юре и до конца неокома представлял собой бассейн с корой континентального типа. Активные растяжения в раннем мелу привели к преобразованию его в бассейн окраинноморского типа, в глубокой части которого сформировалась океаническая кора. С конца мела и до конца палеогена в этом бассейне в относительно глубоководных условиях накапливался осадочный чехол мощностью до 8 км. Именно с этими ранними этапами развития Кавказско-Копетдагского бассейна связаны фиксируемые в настоящее время особенности строения земной коры и верхней мантии в центральной погруженной части Южно-Каспийской впадины. Современный структурный рисунок осадочный чехол приобрел на последнем, заключительном этапе развития, начало которого приходится на рубеж олигоцена и миоцена. Однако главный пик структурообразования в самом Каспийском бассейне, включая периклинали соседних мегантиклинориев, приходится на плиоцен-четвертичную эпоху: роданскую (ранний плиоцен) и валахскую (конец плиоцена-квартер) фазы складчатости.

Характерная особенность структуры Южно-Каспийского региона – резкая смена простирания складок с продольного (северо-западного – широтного) в складчатых сооружениях Кавказа, Копетдага и Апшеронского порога на поперечное субмеридиональное в пределах более южной части впадины. Этот феномен обязан своим происхождением горизонтальному движению блоков на флангах, ограниченных сдвигами. Последние оконтуривают Южно-Каспийскую впадину со всех сторон; при этом сдвиги разного знака распределены в пространстве таким образом, что, с одной стороны, они обеспечивают субмеридиональное сближение блоков в районах Кавказского и Копетдагского синтаксисов (пережимов) Альпийского пояса, а с другой – могут способствовать выталкиванию Шемахино-Кобыстанского и Западно-Копетдагского треугольных блоков в Южно-Каспийскую впадину, где субмеридиональное сжатие несравненно меньше такового в синтаксисах. Эта идея формирования складчатой структуры Прикаспийской области за счет отжимания материала в так называемое "геодинамическое убежище" Южно-Каспийской впадины подробно разработана М.Л.Коппом [1997]. В пользу подобного механизма образования поперечных складок свидетельствует их торцовое сочленение со сдвигами и одновозрастность с последними. Сдвиги южной зоны (Малый Кавказ, Талыш, Эльбурс) развивались с начала миоцена до квартера включительно, тогда как сдвиги северной зоны (Большой Кавказ, Апшеронский порог, Северный Копетдаг) возникли в конце палеогена и особенно сильно активизировались в роданскую фазу тектогенеза (конец миоцена).

Таким образом, в плиоцен-четвертичное время с запада и востока во впадину Каспийского моря опускались ограниченные сдвигами треугольные блоки, выжимаемые из соседних синтаксисов. В наибольшей степени этот процесс охватил обрамление Южно-Каспийской впадины, однако он проявлялся и в Северо-Апшеронской впадине, куда выталкивались Дагестанский клин на западе и, предположительно, блок к югу от Мангышлака на востоке.

Сейсмостратиграфический анализ геолого-геофизических данных позволяет реконструировать плиоцен-четвертичную историю развития Южно-Каспийского осадочного бассейна и дать количественную оценку амплитудам погружения его дна. В плиоцен-четвертич-

http://jurassic.ru/

ной истории Каспия намечаются три крупных цикла колебания уровня моря с амплитудами свыше 150м: плиоцен-апшеронский, плейстоценовый и голоценовый. Они различаются по длительности, но обладают удивительно сходными характеристиками. Каждый цикл начинается с импульсных падений уровня моря. Вслед за импульсным падением наступает кратковременный этап быстрого подъема с постепенной стабилизацией уровня на промежуточных отметках. Затем следует импульсный подъем, когда уровень моря достигает предельных верхних отметок. Заканчивается цикл этапом, в ходе которого уровень моря остается стабильным. Каждое импульсное падение уровня и следующие за ним столь же быстрое поднятие и стабилизация находят отражение в разрезе в виде седиментационных комплексов различного строения. Времени импульсного падения отвечает тракт низкого стояния, а времени резкого подъема – тракт трансгрессии и стабилизации – тракт высокого стояния уровня. Обращает на себя внимание и еще одна особенность циклических колебаний уровня моря – закономерное уменьшение во времени размаха колебаний. Так, предплиоценовое падение достигало отметок минус 700 м, тюркянское – минус 200 м и мангышлакское – минус 80 м. Логично предположить, что столь значительные по амплитуде падения уровня моря в Южно-Каспийской впадине были обусловлены погружением его дна. В этом случае следует найти причины этих погружений.

Из рассмотрения истории развития впадины, изложенной выше, приемлемая версия существует только для объяснения причин первого, наиболее крупного погружения. Оно по времени совпадает с роданской фазой тектогенеза и отчетливо проявляется в складчатых деформациях осадочного чехла на Кавказе и Копетдаге. Как уже указывалось, эта складчатость обусловлена надвиганием Западно-Копетдагского и Шемахинско-Кобыстанского блоков на центральный блок Южно-Каспийской впадины с океаническим типом коры, что могло повлечь за собой резкое погружение последнего под нагрузкой покровов. Для двух последующих, менее значительных импульсов погружения найти коррелятные тектонические события в обрамлении впадины не удается, что заставляет рассматривать их как возможно наведенные, причинно связанные с первым импульсом погружения. Ниже излагается описание возможного механизма неравномерного погружения блоков литосферы, с помощью которого можно объяснять весьма своеобразную историю погружения Южно-Каспийской впадины в плиоцен-четвертичное время.

6.7.2. Обоснование модели

Колебательные движения земной поверхности наблюдаются повсеместно и прослеживаются по геологическим данным на протяжении всего существования Земли. Их периоды изменяются в широких пределах и могут составлять от тысяч до миллионов лет. Возможным источником знакопеременных вертикальных движений поверхности являются фазовые переходы на границе жесткой литосферы и вязкой астеносферы [Гарагаш, 1984]. Механизм этого процесса можно проследить на примере блока, плавающего на вязкой жидкости, при условии, что нижняя граница покоящегося блока является линией солидуса. Это приводит к тому, что скорость перемещения основания погружающегося блока не совпадает со скоростью движения его поверхности и вязкая реакция астеносферы становится функцией кинетики процесса плавления. В результате движение блока к новому положению изостатического равновесия сопровождается его затухающими колебаниями. Оценки, выполненные для характерных значений энергии активации, теплоты превращения, плотности и мощности астеносферы и мантии, показывают, что периоды колебательных движений могут составлять миллионы лет при отношении уменьшающихся амплитуд не выше десяти.

Рассмотрим разбитый на блоки литосферный слой, расположенный вместе с вышележащей земной корой и осадочной толщей на вязком астеносферном слое (рис.6.55). В покоящемся слое верхней границей астеносферы, отстоящей от поверхности на расстоянии $H(x_i,t)$, служит линия солидуса, на которой пересекаются зависящие от давления $p(x_i)$ $(i=1,2,3)$ геотермический градиент $T_g[p(x_i),x_i]$ и линия фазового превращения $T_s[p(x_i),x_i]$. При этом весовая доля расплава не превышает 1-2% [Жарков, 1983] и уменьшением плотности можно пренебречь. Плотность верхнего слоя толщиной a, моделирующего земную кору и осадочную толщу, примем равной ρ_s, а плотность нижнего слоя и жидкости – $\rho_a > \rho_s$.

Выведем слой из состояния равновесия, приложив к нему в момент времени $t=0$ усилие $q=q(x_1,x_2,t)$. В результате его верхняя поверхность придет в движение и сместится вниз на величину $W=W(x_1,x_2,t)$, а нижняя – частично расплавится и переместится на величину $U=U(x_1,x_2,t)$. При этом толщина слоя изменится на величину

$$V=W-U. \qquad (112)$$

Действие внешней нагрузки q уравновешивается выталкивающей архимедовой силой $(\rho_a-\rho_s)gW$ и силой вязкого сопротивления астеносферы σ_v. Жесткостью на изгиб слоя в силу блочного строения литосферы можно пренебречь. В результате придем к соотношению

$$\sigma_v+(\rho_a-\rho_s)g(U+V)=q. \qquad (113)$$

При выводе уравнения (113) предполагалось, что в процессе прогибания бассейн заполняется осадками. Кроме того, считается, что изменением толщины слоя можно пренебречь.

http://jurassic.ru/

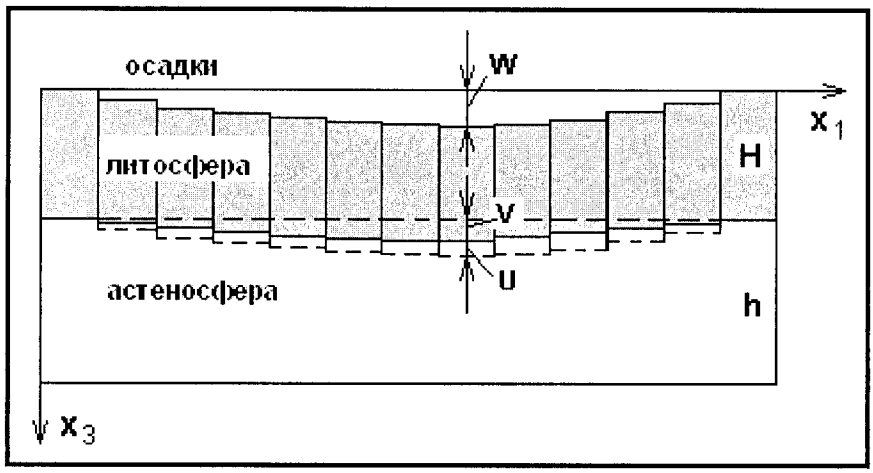


Рис. 6.55. Схема перемещений границ

Для описания медленных перемещений астеносферы воспользуемся уравнениями ползущего течения (creeping flow):

$$\sigma_{ij,j} = 0,$$

$$\sigma_{ij} = 2\mu(\dot{\varepsilon}_{ij} - \frac{1}{3}\delta_{ij}\dot{\varepsilon}_{kk}) + \frac{1}{3}K_v\delta_{ij}\dot{\varepsilon}_{kk},$$

$$\dot{\varepsilon}_{ij} = \frac{1}{2}(\dot{u}_{i,j} + \dot{u}_{j,i}), \qquad (114)$$

где K – коэффициент объемной вязкости; μ – коэффициент сдвиговой вязкости.

В соответствии с (114) запишем уравнение Стокса

$$\mu\dot{u}_{i,kk} + (\frac{\mu}{3} + K_v)\dot{u}_{k,ki} = 0, \qquad (115)$$

где $\dot{u}_i$ – компоненты вектора скорости $\bar{v} = \dot{u}_1\bar{i} + \dot{u}_2\bar{j} + \dot{u}_3\bar{k}$.

Скорость изменения толщины литосферы $\dot{U}(x_1, x_2, t)$ зависит от кинетики процесса плавления и условий теплообмена на границе расплава и твердой фазы. Движущей силой фазового превращения является разность свободных энергий сосуществующих в метастабильном состоянии фаз [Френкель, 1959]. Прогрессирующее плавление вещества становится возможным только при существовании перегрева ΔT на фронте плавления [Любимова и др., 1983; Putnis, McConnell, 1980]. В первом приближении предположим, что скорость движения границы линейно зависит от перегрева [Любимова и др., 1975]

$$\dot{U} = K\Delta T, \qquad (116)$$

где K – кинетический коэффициент, характеризующий скорость обмена атомами между твердой и жидкой фазами.

При небольших значениях ΔT коэффициент K можно определить по формуле [Govers, 1995]

$$K = \frac{16}{9}\frac{r_a \nu M Q_\circ}{RT_k^2}\exp(-E_a / RT_k), \qquad (117)$$

где r_a – радиус атома; ν – частота колебаний атомов в окрестности границы; M – молярный вес; $Q_\circ$ – теплота превращения на единицу массы; T_k – критическая температура по Кельвину; R – универсальная газовая постоянная; E_a – энергия активации диффузионной ползучести.

Заметим, что в классической постановке задачи Стефана температура на границе двух фаз задается равной температуре фазового превращения. В этом случае $\Delta T = 0$ и из рассмотрения исключается кинетика фазового превращения.

Таким образом, задача о движении литосферного слоя может быть решена в результате совместного решения уравнений (113), (115) и (116).

Заметим, что величина ΔT заранее не известна и может быть найдена в результате решения уравнения теплопроводности. Задачу можно упростить, если допустить, что скачок температуры ΔT на фронте фазового перехода равен разнице температур между линией геотермического градиента $T_g(P)$ и линией солидуса $T_s(P)$, пересекающихся на глубине H при литостатическом давлении $P = P_\circ = \rho_a g H$ (рис.6.56). Разлагая геотермический градиент и линию фазового превращения в ряды в окрестности точки пересечения, в линейном приближении получим

$$\Delta T = (B - b)\rho_a g V, \qquad (118)$$

где $B = d[T_g(P)]/dP$ и $b = d[T_s(P)]/dP$ при $P = P_\circ$.

Заметим, что соотношение (118) дает максимально возможный перегрев ΔT на фронте плавления.

В соответствии с (118) кинетическое уравнение (116) примет вид:

http://jurassic.ru/

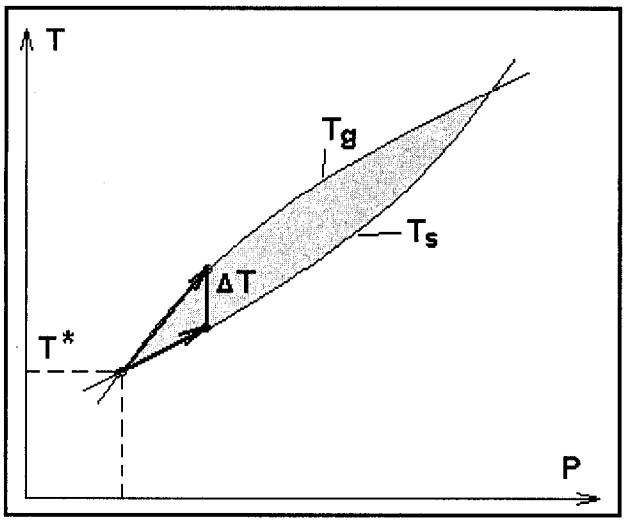


Рис. 6.56. Линии геотермического градиента T_g и солидуса T_s

$$\dot{U} = \rho_a g K (B - b) V . \qquad (119)$$

Определим вязкую реакцию астеносферы. Рассмотрим плоскую деформацию системы. Будем считать, что точки на границе литосферы и астеносферы при $x_3 = 0$ жестко сцеплены и в силу блокового строения литосферы (см. рис.6.55) движутся только по вертикали

$$\dot{u}_3(x_1,0) = \dot{v}, \ \dot{u}_1(x_1,0) = 0 . \qquad (120)$$

На нижней границе движение отсутствует и

$$\dot{u}_3(x_1,h) = \dot{v}, \ \dot{u}_1(x_1,h) = 0 . \qquad (121)$$

Разделяя переменные

$$V(x_1,t) = v(t) f(x_1) \qquad (122)$$

и решая уравнение (115), получим выражение для вязкой реакции со стороны астеносферы.

Общее решение уравнения (115) для слоя имеет вид:

$$\dot{u}_i = -\frac{1}{1-2\nu}[\partial_i \partial_3 - 2(1-\nu)\delta_{i3}\nabla^2]\varphi , \qquad (123)$$

$$\sigma_{ij} = \frac{2\mu}{1-2\nu}[\partial_3(\nu\delta_{ij}\nabla^2 - \partial_i\partial_j) +$$

$$+(1-\nu)\nabla^2(\partial_{i3}\partial_j + \partial_{j3}\partial_i)]\varphi , \qquad (124)$$

где φ – функция Галеркина, удовлетворяющая бигармоническому уравнению

$$\nabla^4 \varphi = 0 . \qquad (125)$$

Здесь $\nu = \dfrac{3K_v - 2\mu}{6K_v + 2\mu}$.

Используя функцию

$$\varphi = [(C_1 + C_2 x_3)e^{-kx_3} + (C_3 + C_4 x_3)e^{kx_3}]\sin kx_1 \qquad (126)$$

и удовлетворяя граничным условиям, получим выражения для постоянных

$$C_1 = C_3 = \frac{\nu}{2k^2}(1-2\nu)\frac{\sinh kh + kh\cosh kh}{\sinh^2 kh - k^2h^2} ,$$

$$C_2 = \frac{\nu}{2k}(1-2\nu)\frac{\sinh kh + khe^{kh}}{\sinh^2 kh - k^2h^2} ,$$

$$C_4 = -\frac{\nu}{2k}(1-2\nu)\frac{\sinh kh + khe^{-kh}}{\sinh^2 kh - k^2h^2} . \qquad (127)$$

Окончательно получим

$$\sigma_v = \sigma_{33}(x_1,0) = 2\mu k\dot{v} f(x_1)\times$$

$$\times[(shkh + khchkh) + khsh^2 kh]/(sh^2 kh - k^2h^2) , \qquad (128)$$

где $k = \pi / l$ – волновое число, L – длина волны возмущения и $f(x_1)$ функция, удовлетворяющая уравнению

$$f_{,11} + k^2 f = 0 . \qquad (129)$$

Если длина волны возмущения L значительно превосходит толщину астеносферы h, то

$$\sigma_v \cong \frac{\eta}{h}\dot{V} , \qquad (130)$$

где

$$\eta = 12\mu/(\pi h / L)^2 - \qquad (131)$$

эффективная вязкость астеносферы для длинноволнового возмущения.

Если пренебречь жесткостью на изгиб литосферы, то уравнение движения (113) примет вид:

$$\eta\dot{V}/h + (\rho_a - \rho_s)g(V + U) = q . \qquad (132)$$

Используя соотношение (119), уравнение (132) приведем к виду:

$$\ddot{U} + 2n\dot{U} + p^2 U = Nq , \qquad (133)$$

где

$$n = h(\rho_a - \rho_s)g/2\eta ,$$

$$p^2 = Kh(\rho_a - \rho_s)\rho_a g^2 (B - b)/\eta ,$$

$$N = K(B - b)h\rho_a g/\eta .$$

Уравнение (133) описывает изменение толщины слоя при его отклонении от равновесного положения. В случае $(p^2 - n^2) > 0$, т.е. при

http://jurassic.ru/

$$4K(B-b)\rho_a/(\rho_a-\rho_s) > h/\eta, \qquad (134)$$

уравнение (133) с нулевой правой частью описывает затухающие свободные колебания с вязким трением. Периодичность этих движений можно оценить по времени τ между двумя максимальными смещениями величины

$$\tau = 4\pi\eta \Big/ \frac{[(\rho_a-\rho_s)gh}{\sqrt{4K(\eta/h)(B-b)\rho_a/(\rho_a-\rho_s)-1}]}. \qquad (135)$$

Мерой затухания служит логарифмический декремент колебания

$$\delta = 4\pi \Big/ \sqrt{4K(\eta/h)(B-b)\rho_a/(\rho_a-\rho_s)-1}. \qquad (136)$$

Зададимся следующими числовыми значениями параметров: ρ_a =3.3гр/см^3, ρ_s =2.8гр/см^3, h =50км, μ =10^{19}Па·сек, $(B-b)$ =$2\cdot10^{-7}$град/Па, r_a =10^{-8}см, ν =10^{13}сек$^{-1}$, $Q_\circ$ =75кал/град, T_k =1373° К, M = 16 гр/моль.

Энергия активации, необходимая для диффузии в твердой фазе, у силикатов обычно составляет от 40 до 100 ккал/моль [Ревердато, 1970]. Для перидотитовой мантии часто принимают, что верхняя мантия (от 40 до 100 км) сложена водосодержащим дунитом, а ниже 100 км – сухим оливином [Williams, Richardson, 1991]. Средние значения энергии активации диффузионной ползучести для содержащего воду оливина составляют 57 ккал/моль [Govers, 1995], для сухого оливина они должны быть еще выше. Таким образом, можно предположить, что входящая в формулу (117) энергия активации может меняться в пределах от 30 до 70 ккал/моль. В таблице 6.2 приведены значения скорости движения фронта плавления $\dot{U}$ для перегрева, равного 0.01 °С.

Распределение периодов затухания колебаний τ для интервала энергии активации от 7 до 70 ккал/моль и длины волны возмущения L, меняющейся в пределах от 50 до 1000 км, показано на рис.6.57 (цв. вкладка), где цветом выделены нормированные значения $\log\tau$. Согласно рисунку, имеется значительная область существования колебательных движений литосферы, причем их период может достигать миллионов лет.

Отметим, что эффект неравномерного погружения литосферы существенно зависит не только от энергии активации E_a, но и от параметра $(B-b)$, представляющего собой разность между геотермическим градиентом и линией солидуса. Этот параметр может меняться в широких пределах. Рис.6.57 (см. цв. вкладку) построен для значения $(B-b)$ = =$2\cdot10^{-7}$град/Па, что соответствует примерно 10 °С на километр. Чем больше $(B-b)$, тем быстрее движется линия солидуса и при больших значениях E_a реализуется колебательный режим движения.

Воспользуемся изложенной теорией для объяснения характера колебаний земной коры Южного Каспия. Используя (133), (112) и (119), получим уравнение движения земной поверхности

$$\ddot{W}\eta/h + (\rho_a-\rho_s)g\dot{W} +$$
$$+\rho_a(\rho_a-\rho_s)g^2K(B-b)W = \dot{q}+\rho_a gK(B-b)q, \qquad (137)$$

где $q = q(t)$ – активная тектоническая нагрузка; ρ_a – плотность астеносферы; ρ_s – плотность земной коры и осадочной толщи; h – толщина астеносферы; $\eta = 12\mu/(\pi h/L)^2$ – эффективная вязкость астеносферы; μ – вязкость астеносферы; L – характерный размер прогибания.

Будем исходить из того, что 4.5 миллиона лет тому назад тектоническая нагрузка $q(t)$ в Южном Каспии получила импульс $q_\circ$, быстро убывающий со временем по экспоненциальному закону (рис.6.58)

$$q = q_\circ \exp(-t/T_\circ), \qquad (138)$$

где $t = T - T_\circ$; $T_\circ$ = 0.89 млн лет – время релаксации нагрузки.

Решение уравнения (137) показано на рисунке 6.59а (кривая 2). Кривая 1 показывает колебания земной коры, востановленные по геологическим данным. Вычисления выполнены при следующих числовых значениях параметров: ρ_a =3.3 г/см^3, ρ_s =2.8 г/см^3, h = 50 км, μ =$2\cdot10^{19}$ Па·сек, $(B-b)$ =$2\cdot10^{-7}$ град/Па, r_a =10^{-8} см, ν =10^{13}сек$^{-1}$, $Q_\circ$ =75 кал/град, T_k =1373°С, M =16 г/моль, E_a =50 ккал/моль. Как видно, совпадение между расчетным и реальными смещениями имеет место только при первой осцилляции. Это связано с тем, что реальный период второй осцилляции возрастает, а затем опять уменьшается для последующих осцилляций. Причина заключается в том, что параметры уравнения (112) не остаются постоянными. Неплохого совпадения между расчетным (см. рис.6.59а, кривая 3) и реальным (см. рис.6.59а, кривая 1) смещениями можно добиться, предположив, что параметр $(B-b)$ меняется так, как показано на рисунке 6.59б (кривая 2). Согласно рис.6.59, параметр $(B-b)$ сначала убывает, а затем возрастает. Это связано с тем, что при подъеме земной коры следует ожидать некоторого уменьшения геотермического градиента в результате ее остывания.

Таблица 6.2.

Скорости движения фронта плавления

E_a, ккал/моль	30	35	40	45	50	55	60	65	70
$\dot{U}$, м/год	252	40	6.4	1.0	0.2	0.03	0.004	0.0006	0.0001

http://jurassic.ru/

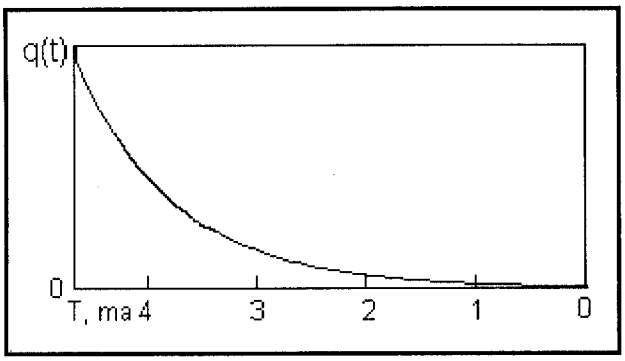


Рис.6.58. Кривая изменения тектонической нагрузки

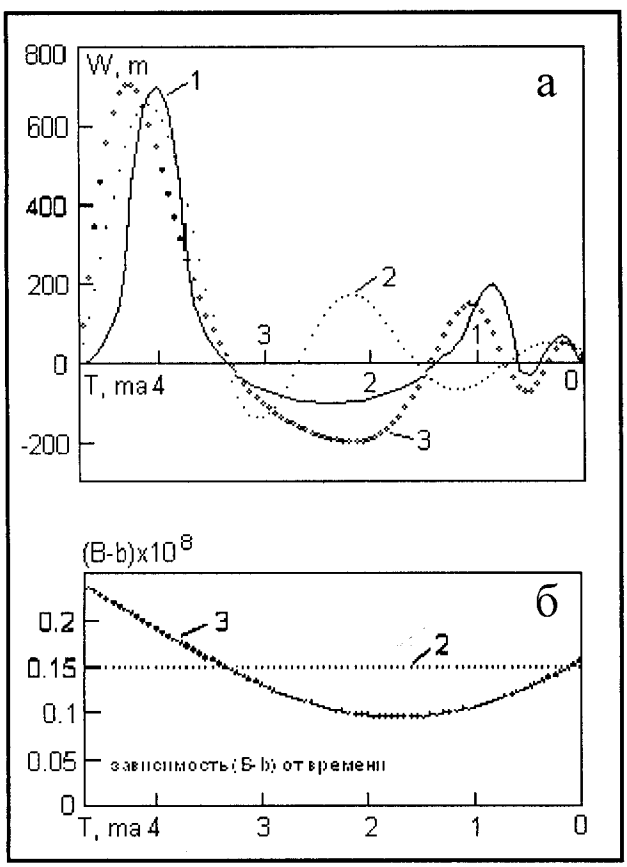


Рис.6.59. График изменения уровня земной поверхности: а – по геологическим данным (кривая 1), б – расчетные данные при постоянном параметре $(B-b)$ (кривая 2) и переменном параметре $(B-b)$ (кривая 3)

Погружение коры и интенсивное накопление осадков должно привести к увеличению геотермического градиента.

6.8. "Эклогитовая" модель формирования Прикаспийской впадины

Прикаспийская впадина традиционно выделяется в границах солянокупольной области. Ее западным и северо-западным ограничением служит предкунгурский тектоно-седиментационный уступ высотой до 1500 м, который непрерывно протягивается с юга на север по линии от г. Котельниково через г. Волгоград до г. Саратова, а далее резко поворачивает на восток, проходя по широте г. Уральска до г. Оренбурга. С востока впадина ограничена складчатыми структурами Урала, с юго-востока – Южно-Эмбинским палеозойским поднятием и с юга и юго-запада – Донбасс-Туаркырской системой инверсионных поднятий (рис.6.60) [Volozh et al., 2003; Волож и др., 1999].

В пределах Прикаспийской солянокупольной области по поверхности фундамента (консолидированной коры) выделяются четыре крупных структурно-тектонических элемента: Северо-Западная моноклиналь, Центрально-Прикаспийская депрессия, Северокаспийско-Актюбинская система сводовых поднятий и юго-восточная система прогибов (рис.6.61а).

Сравнение структурных карт по поверхности фундамента и основным опорным сейсмическим горизонтам, приуроченным к поверхностям структурных несогласий (СГ – сейсмический горизонт, $П_3$ – поверхность додевонского несогласия, СГIII – поверхность предневерейского несогласия, СГI – поверхность предкайнозойского несогласия) показывает, что, за исключением юго-восточной системы прогибов, все вышеперечисленные структурно-тектонические элементы развивались унаследованно в течение всего палеозоя, мезозоя и кайнозоя (см.рис.6.61). При этом наиболее консервативной структурой является Центрально-Прикаспийская депрессия. Она же наиболее контрастно выражена в строении мантии, фундамента и осадочного чехла, что подчеркивается особенностями геофизических полей (гравитационного, магнитного, сейсмических волн). В магнитном поле Центрально-Прикаспийской депрессии отвечает четкая отрицательная региональная аномалия. В гравитационном поле ей соответствуют наиболее высокоинтенсивные Хобдинский и Аралсорский максимумы силы тяжести, в пределах которых региональный уровень гравитационного поля более высокий, чем на приподнятых структурах Русской плиты. Аномально высокие значения сейсмических скоростей характерны для пород, слагающих консолидированную кору Центрально-Прикаспийского блока (рис.6.62). Граничные скорости изменяются от 6,7 до 7 км/с, а пластовые в верхней части консолидированной коры имеют выдержанные значения 6,5 км/с. Аномален и характер волнового поля отраженных и преломленных волн нижних горизонтов земной коры Центрально-Прикаспийского блока фундамента. В отличие от других районов, здесь прослеживаются две сейсмические отражающие границы, одна из которых располагается на глубине 32 км, другая – на глубине 42 км. При этом преломляющий горизонт с $V_г$ – 8,0 - 8,1 км/с (поверхность Мохо) совпадает здесь с верхней из этих границ, а нижняя отражающая граница располагается на уровне залегания по-

http://jurassic.ru/

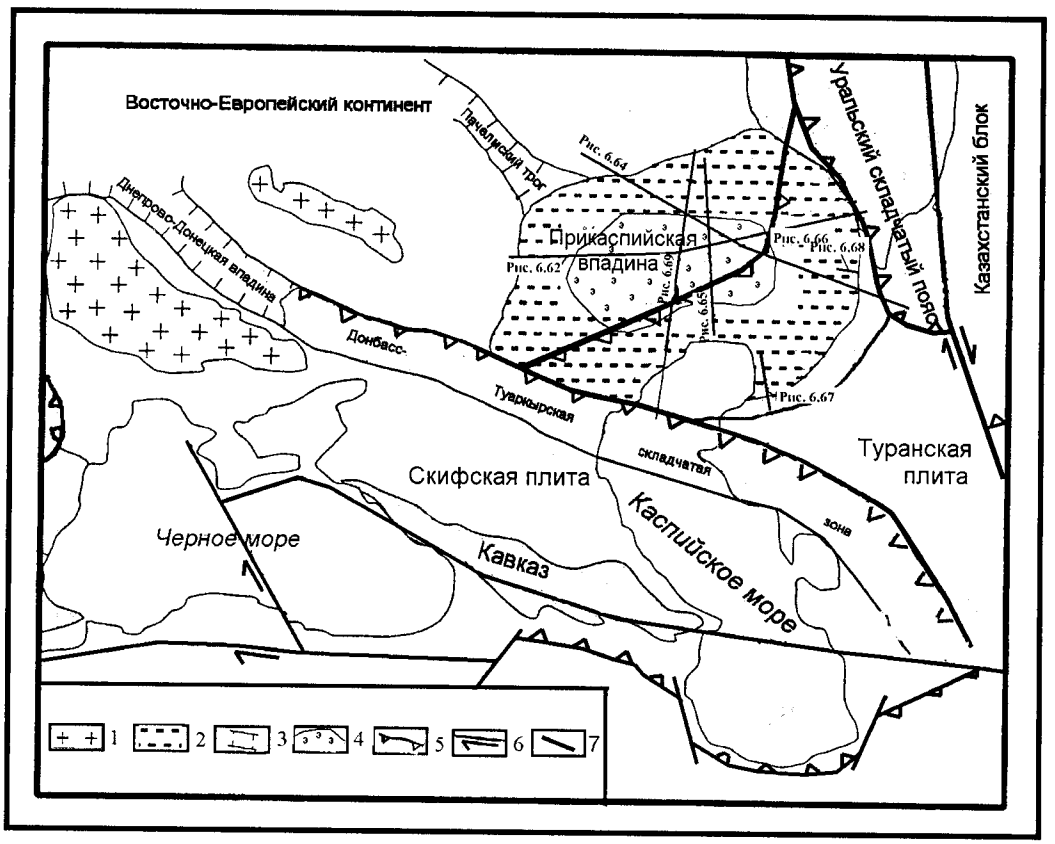


Рис.6.60. Схема тектонического положения Прикаспийского осадочного бассейна

1– поднятия фундамента, 2 – Прикаспийский осадочный бассейн, 3 – границы рифтовых систем, 4 – область распространения эклогитов 5 – сутуры, 6 – трансконтинентальльные зоны сдвига, 7 – линии профилей, показанных на рис.6.62, 6.64 – 6.68, 6.69

верхности М за пределами Центрально-Прикаспийского блока [Волож и др., 1975]. Как показали последующие исследования [Костюченко и др., 1996], она отвечает скоростному разделу в верхней мантии между высокоскоростным (с $V_{пл}$ 8,4-8,7 км/с) и низкоскоростным ($V_{пл}$ 8,0-8,1 км/с) слоями. Аномальными являются не только скоростные характеристики, но и другие параметры (плотность, вязкость) консолидированной коры и мантии. Ранее [Волож и др., 1975; Волож, 1990, 1991], на основании анализа ряда особенностей структуры и состава земной коры, а также параметров гравитационного поля, слой, заключенный в интервале глубин 32-42 км, был интерпретирован как эклогитовый.

В строении разреза осадочного чехла Центрально-Прикаспийской депрессии участвуют терригенно-карбонатные толщи рифея, терригенные образования венда- нижнего палеозоя, карбонатные толщи верхнего ордовика-силура, терригенные породы девона-нижней перми, галогенные толщи кунгурско-казанского возраста, красноцветные и пестроцветные терригенные отложения верхней перми, триаса и карбонатно-терригенные отложения юры, мела и кайнозоя. Общая мощность осадочного чехла превышает 20 км. Из них на рифейскую часть приходится около 4 км, на венд-нижний палеозой – 2 км, на верхний ордовик-силур – 2 км, на девон-нижнюю пермь – 4 км, на кунгурско-казанскую часть разреза – 4 км, на верхнепермско-триасовую – 2 км и на юрско-кайнозойскую – 2,5 км.

Литолого-фациальный анализ показывает, что Центрально-Прикаспийская депрессия на протяжении всей истории своего развития представляла собой наиболее погруженные части бассейна седиментации, где были сосредоточены глубоководные и наиболее удаленные от источников сноса фации осадков. Следует обратить внимание на то, что основание разреза осадочного чехла Центральной Прикаспийской депрессии и ее периферии сложено одними и теми же литологическими комплексами пород нижнего палеозоя, но их возраст различен.

Отмеченные особенности строения осадочного чехла (большая мощность, значительный стратиграфический диапазон и полнота разреза), консолидированной коры (малая мощность и отсутствие низкоскоростного слоя), мантии (малая глубина залегания поверхности М, регистрация еще одной сейсмической опорной границы ниже поверхности М), геофизических полей (аномально высокий уровень гравитационного поля и низкий, близкий к нулевому, магнитного) указывают на то, что именно Центрально-Прикаспийская депрессия определяет специфику Прикаспийской впадины в целом. Поэтому любые

http://jurassic.ru/

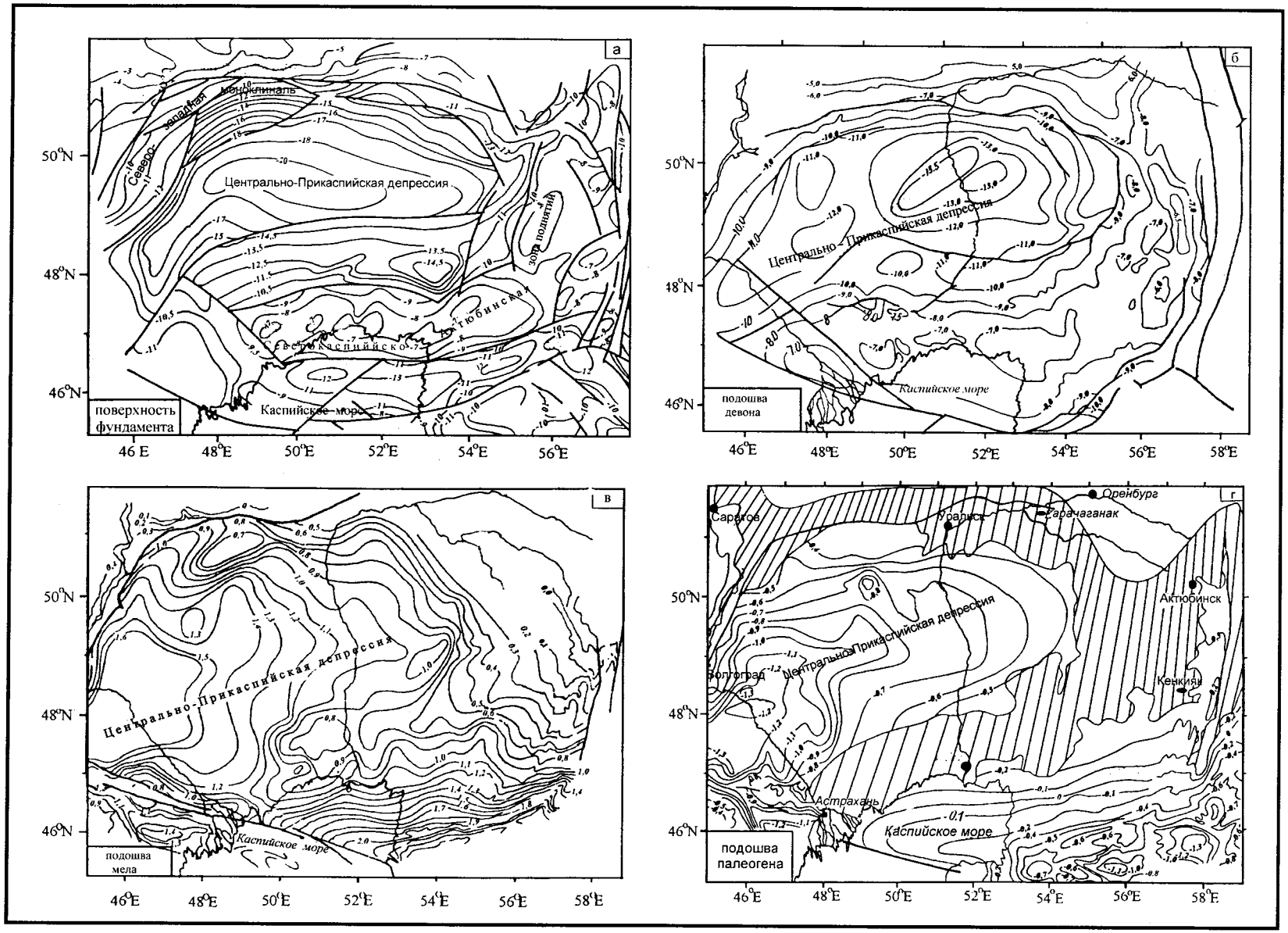


Рис.6.61. Структурные карты по основным опорным сейсмическим горизонтам: а – поверхность фундамента; б – подошва девона; в – подошва мела; г – подошва палеогена. Тонкие линии – изогипсы в км, толстые линии – тектонические нарушения, на рисунке заштрихованы зоны отсутствия картируемых отложений

http://jurassic.ru/

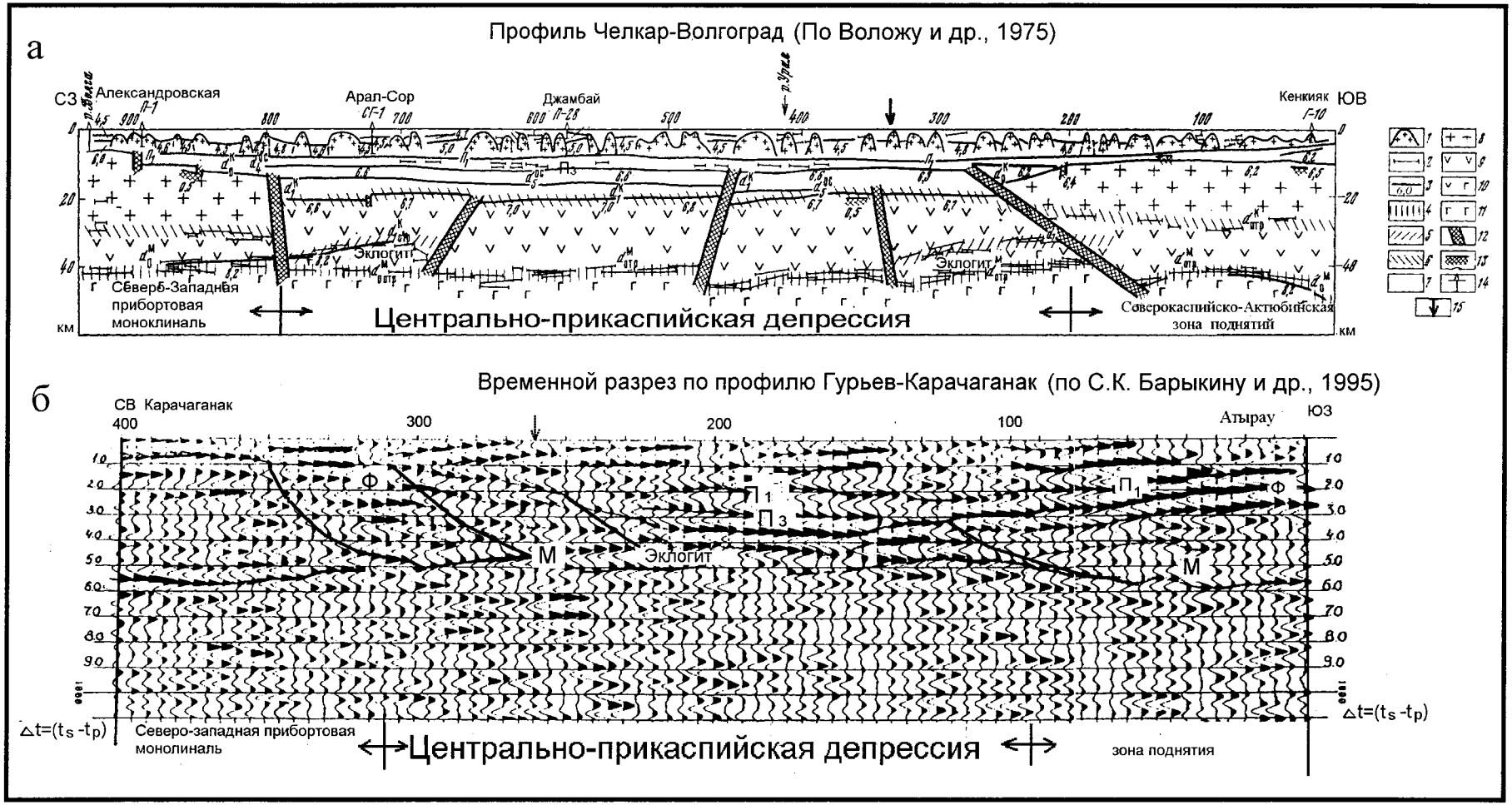


Рис.6.62. Геолого-геофизический разрез земной коры Прикаспийской впадины по линии Челкар-Волгоград (а), и Гурьев-Карачаганак (б)

1 – соляные купола; 2 – отражающие горизонты: ($П_1$ – подошва соляных отложений, $П_3$ – кровля додевонских отложений); 3 – преломляющие границы в подсолевом комплексе осадочного чехла: ($d_4^{ос}$ – кровля карбонатов нижнего палеозоя, $d_5^{ос}$ –кровля карбонатов рифея , $d_1^{к}$ – кровля консолидированной коры); 4 – опорный отражающий горизонт в подошве земной коры ($d_0^{м}$); 5 –отражающий горизонт в низах земной коры ($d_{1отр}^{м}$); 6 –кровля высокоскоростного слоя (d_0M); 7-9 – слои земной коры: 7 – осадочный чехол, 8 – низкоскоростной слой консолидированной коры, 9 – высокоскоростной слой; 10 – эклогиты; 11 – верхняя мантия; 12 – разломы; 13 – верхние кромки магнитоактивных тел; 14 – глубокие скважины; 15 – точки пересечения линий профилей (а) и (б)

http://jurassic.ru/

геодинамические гипотезы и механизмы формирования Прикаспийской впадины должны в первую очередь объяснить особенности строения разреза и эволюции развития Центрально-Прикаспийской депрессии.

6.8.1. Формирование и эволюция Центрально-Прикаспийской депрессии и Прикаспийской впадины

Как указывалось выше, Прикаспийский солеродный бассейн как самостоятельная структура был окончательно сформирован только к концу ранней перми, когда вдоль восточных окраин бассейна завершились орогенические движения в пределах Уральского складчатого пояса, а на юге и юго-западе – складчатые процессы, приведшие к инверсии Донбасс-Туаркырской рифтовой системы. До этих событий разные части Прикаспийской впадины принадлежали различным осадочным бассейнам. С этого момента впадина развивается приблизительно в ее современных контурах.

Раннюю историю впадины можно представить лишь в общих чертах и с известной долей гипотетичности. Территория Центрально-Прикаспийской депрессии в среднем протерозое входила в состав южной пассивной окраины континента Балтия. На ее месте в это время существовал шельфовый бассейн, открытый на восток в сторону глубокого океанического бассейна – вероятно, Протоуральского океана. В ходе коллизии континентальных масс Балтии и Гондваны и формирования в конце протерозоя суперконтинента Родинии океан закрылся с образованием на его месте складчатого (орогенного) пояса кадомского возраста (рис. 6.63-6.64, цв. вкладка). Перед фронтом последнего в конце рифея – начале венда на территории Центрально-Прикаспийской депрессии закладывается краевой прогиб. С юга и юго-востока он был ограничен орогенным сооружением (в современной структуре от него сохранился Северокаспийско-Актюбинский блок).

В конце венда – раннем кембрии орогенные кадомские сооружения подверглись деструкции. Рифтогенез этого времени приводит к формированию в их пределах системы рифтов, из которых впоследствии были образованы на востоке Уральский, а на юге – Тугаракчанский рифтогенные бассейны. Как видно из рассмотрения палеотектонических профилей, представленных на рис. 6.63, 6.64 (цв. вкладка), рифейско-вендский этап истории развития региона имел решающее значение в формировании консолидированной коры Центрально-Прикаспийского блока. Именно в это время были заложены главные отличительные черты в строении его земной коры и верхней мантии, которые в дальнейшем оказали серьезное влияние на палеозойскую историю развития Прикаспийского бассейна.

В конце ордовика, в связи с раскрытием Уральского океана и продолжающимся рифтогенезом в Тугаракчанском троге, Северокаспийско-Актюбинская система поднятий, которая ограничивала с юга Центрально-Прикаспийскую депрессию, вовлекается в погружение. Это привело к расширению эпиконтинентального бассейна и соединению его с окружающими Восточно-Европейский континент океанами (Уральским и палео-Тетисом).

Поздний ордовик-силур отмечен тем, что вся территория Прикаспийской впадины входила в состав обширного шельфового бассейна, располагавшегося вдоль юго-восточной пассивной окраины Восточно-Европейского континента. На востоке этот бассейн открывался в сторону Уральского океана, а на юге соединялся с задуговыми бассейнами океана палео-Тетис. В конце силура начинаются коллизионные процессы на северной периферии палео-Тетиса. Эти процессы привели к формированию складчатого пояса на южном обрамлении Прикаспийской впадины.

В раннем девоне на границе Прикаспийской впадины и Северо-Устюртского блока, входившего в состав каледонского орогенного сооружения, закладывается краевой прогиб. Этот прогиб стал седиментационной ловушкой, которая перехватывала терригенный материал, сносимый со стороны орогенного сооружения, что создало условия для формирования на севере Прикаспийского шельфового бассейна некомпенсированных осадконакоплением топодепрессий.

Средний девон – важный рубеж в развитии Прикаспийского региона. С ним связаны значительные геодинамические события на восточной окраине Восточно-Европейской плиты. Субдукция дивергентного края этой плиты под активную окраину Казахстанской плиты и последовавшая затем коллизия Восточно-Европейского и Казахстанского континентов привели к становлению вдоль восточного обрамления Прикаспийской впадины Уральского складчатого сооружения. Результатом этих событий стало окончательное оформление самостоятельного, морфологически изолированного Прикаспийского внутриконтинентального глубоководного бассейна. История развития этого бассейна, существовавшего от девона до перми, проиллюстрирована на серии палеотектонических профилей (рис. 6.65-6.67, цв. вкладка). При построении этих профилей палеоглубины бассейнов были восстановлены на основании оценки высот седиментационных уступов карбонатной платформы, обрамлявшей Прикаспийский бассейн с северо-запада, а также по высотам уступов внутрибассейновых карбонатных построек (Каратон, Тенгиз, Южная, Карачаганак, Кашаган, Астрахань, Темир), которые хорошо картируются по сейсмическим данным (см. рис.6.67, цв. вкладка). Большинство из них располагается по восточной и южной периферии бассейна, тяготея к юго-восточному склону Северокаспийско-Актюбинской зоны поднятий фундамента.

Как следует из рассмотрения палеопрофилей, Прикаспийский бассейн в раннем - среднем девоне был мелководным. Его северо-западная половина представ-

http://jurassic.ru/

ляла собой внешний шельф, а юго-восточная, соответствующая Северокаспийско-Актюбинской зоне поднятий фундамента, – внутренний погруженный шельф с глубинами до 400 м. К концу позднедевонско-раннекаменноугольного этапа впервые обособилась замкнутая котловина на месте Центрально-Прикаспийской депрессии с глубинами до 1500-1700 м. В среднем карбоне эта топодепрессия частично заполняется осадками. В конце карбона - в ранней перми она вновь углубляется, несколько расширяя свои границы за счет бортовых зон, и к началу кунгура достигает максимальных глубин около 2000 м. После чего эта топодепрессия заполняется осадками. К концу перми на месте Прикаспийского глубоководного бассейна располагалась аккумулятивная аллювиальная равнина.

6.8.2. Анализ моделей формирования Прикаспийской впадины

Для объяснения формирования Прикаспийской впадины и в первую очередь особенностей строения разреза Центрально-Прикаспийской депрессии было предложено много различных моделей, которые могут быть условно разделены на три группы.

К первой группе относятся модели, акцентирующие внимание на таких особенностях строения разреза Центрально-Прикаспийской депрессии как малая мощность и высокоскоростной состав консолидированной части ее земной коры. Согласно этим моделям, утоненная консолидированная кора депрессии представляет собой реликт окраинно-океанической коры, сохранившейся от Протоуральского либо Уральского океанов. В первом случае кора имеет рифейский [Неволин, 1978], во втором – рифейско-палеозойский возраст [Бражников, 1993; Рихтер, 1997].

Во второй группе моделей главное внимание уделяется механизмам прогибания Центрально-Прикаспийской депрессии. В качестве ведущего процесса предлагается рифтогенез (чистого сдвига, по Д.Маккензи, или простого сдвига, по Б.Вернике), который сопровождается либо утонением консолидированной коры, либо даже ее полным разрывом с образованием новой океанической коры [Зоненшайн и др., 1990, Волчегурский и др., 1995].

Третья группа привлекает для объяснения прогибания Прикаспийской впадины процессы и явления, связанные с метаморфическими преобразованиями консолидированной коры и, в частности, с образованием эклогитов [Артюшков, 1993].

В 1994-1996гг. нами в рамках проектов Peri-Tethys и INTAS был выполнен анализ имеющихся гипотез с учетом новых геолого-геофизических данных о строении и развитии Прикаспийской впадины [Brunet, 1995; Brunet et al., 1996]. Было показано, что в свете современных данных бурения и геофизики о строении подсолевого комплекса Прикаспийской впадины некорректными являются все ранее высказанные гипотезы, объясняющие погружение Центрально-Прикаспийской депрессии за счет рифейского либо девонского рифтинга, завершавшимся спредингом с образованием океанической коры. Первая из указанных групп гипотез не объясняет причин значительного погружения фундамента Центрально-Прикаспийского блока в девонско-раннепермское время.

Исходным положением второй группы гипотез служил тезис о девонском возрасте отложений, залегающих на утоненной консолидированной коре в центральной части депрессии. В то же время материалы бурения, полученные на нескольких площадях восточного борта Прикаспийской впадины (Восточный Акжар, Кумсай и Бактыгарын) [Ахметшина и др., 1993], строго доказывают стратиграфическое положение опорного сейсмического горизонта $П_3$. Ранее его связывали либо с подошвой верхнего девона [Неволин, 1978], либо даже с кровлей отложений нижнего карбона [Волчегурский и др., 1995]. Этот отражающий горизонт был пройден скважиной Восточный Акжар Г-5, расположенной на значительном расстоянии от борта впадины в зоне Актюбинских поднятий. Две другие скважины Г-1 (Бактыгарын) и Г-4 (Кумсай) вскрыли мощные карбонатные толщи девона, в основании которых обычно проводят отражающий горизонт $П_3$. Бурение скважин было остановлено на 200-300 м выше глубины залегания этого горизонта. Хорошо документируемые керном девонские отложения в разрезе всех этих скважин вскрываются в интервале глубин от 4830 до 6007 м. Все вскрытые разрезы хорошо коррелируются данными каротажа. Образцы керна этих отложений представлены в основном карбонатными породами и содержат многочисленные органические остатки. Присутствие конодонт Ozarkodina remscheidenis remscheidenis Ziegler в карбонатных отложениях скважины Г-5 (интервалы глубин 5745-5751 м и 5738-5745 м) указывает на самые нижние части лохвинского яруса нижнего девона. По присутствию фораминифер Tubeporina tenue Sabirov в керне скважины Г-1 интервал глубин 6204-6212 м датируется пражским ярусом нижнего девона. Фрагмент временного сейсмического разреза, отработанного в окрестностях скв. Г5, иллюстрирует стратиграфическую привязку опорного сейсмического горизонта $П_3$ к разрезу скважины и однозначно свидетельствует о его приуроченности к подошве карбонатных отложений нижнего девона (низы лохвинского яруса) (рис. 6.68).

Эти данные имеют принципиальное значение для сейсмостратиграфической интерпретации, поскольку отражающий горизонт $П_3$ является опорным и прослеживается на территории Прикаспийской впадины повсеместно. Структурные построения по этому горизонту выявили пологие изометричные структуры второго порядка в пределах Северокаспийско-Актюбинской зоны поднятий и Центрально-Прикаспийской депрессии. В самых погруженных частях Центрально-Прикас-

http://jurassic.ru/

пийской депрессии подошва нижнедевонских отложений залегает на глубине около 14 км, а ниже нее, между поверхностью фундамента и опорным горизонтом $П_3$ заключена мощная толща (до 8 км) терригенных и карбонатных пород, которая, как теперь становится ясным, имеет додевонский возраст (рис. 6.69, цв. вкладка). Такое строение разреза Прикаспийской впадины полностью исключает всякие предположения о девонском спрединге и девонской океанической коре в пределах Центрально-Прикаспийского блока фундамента и тем самым исключает из круга обсуждаемых все модели формирования впадины, в которых предусматриваются эти процессы.

Помимо рассмотрения результатов новых данных бурения и геофизики, в ходе указанного выше исследования [Brunet, 1995; Brunet et al.,1996] проводился компьютерный анализ кривых погружения фундамента Прикаспийской впадины. Результаты расчетов показали, что из всего многообразия ранее предлагавшихся моделей наиболее адекватно соответствует имеющимся геологическим и геофизическим материалам модель, которая предусматривает следующую последовательность геологических событий: рифейский пассивный рифтинг – девон-каменноугольный пассивный рифтинг – уплотнение (эклогитизация) нижних частей земной коры в карбоне-перми (рис.6.70).

Однако и эта модель представляется не вполне корректной, поскольку в ней недостаточно аргументирована реальность предполагаемого процесса эклогитизации нижней части земной коры в позднем карбоне-перми. Дело в том, что, как показывают реконструкции, к концу карбона Центрально-Прикаспийская депрессия представляла собой морфологически выраженную котловину с глубиной дна порядка 1,5-2 км. Геологический разрез земной коры этой топодепрессии состоял из слоя слабо консолидированных осадков девонско-каменноугольного возраста толщиной до 1-1,5 км, слоя литифицированных отложений рифея - нижнего палеозоя мощностью до 8 км и слоя консолидированной коры мощностью до 20 км (с учетом той его части, которая, как предполагается, впоследствии могла быть эклогитизирована).

Таким образом, общая мощность земной коры к моменту начала предполагаемой эклогитизации должна была составлять не многим более 30 км. Термобарические условия при таких параметрах земной коры весьма неблагоприятны для реализации процесса эклогитизации, т.к. в соответствии с экспериментальными данными для этого необходимо давление не ниже 15-20 кбар [Ringwood, 1982].

Учитывая возникшие проблемы, мы пришли к выводу о необходимости пересмотра взглядов на время и причины появления эклогитов в основании земной коры Центрально-Прикаспийской депрессии [Brunet et al., 1999]. Заметим при этом, что термин "эклогит" применяется здесь несколько условно, имеются в виду не только собственно эклогиты, но, возможно, более широкий набор ультрамафических пород. При разработке новой концепции мы исходили из следующих фактов. Линзы эклогитов (или, во всяком случае, пород с "эклогитовыми" скоростями сейсмических волн), залегающие в основании земной коры, ограничены снизу динамически ярко выраженным отражающим горизонтом. Он залегает на той же глубине (40-42 км) и непрерывно прослеживается за пределы области распространения эклогитов, где он совпадает с преломляющим горизонтом М (подошва земной коры). Пространственно линзы эклогитов располагаются вдоль зоны глубинного разлома, ограничивающего Центрально-Прикаспийскую депрессию с юго-востока. Плоскость этого разлома наклонена в юго-восточном направлении. По нему Северокаспийско-Актюбинский блок фундамента рифейской консолидации надвинут на Центрально-Прикаспийский с утоненной консолидированной корой дорифейского возраста (см. рис.6.62).

Такое строение разреза позволило нам высказать предположение, что эклогиты были внедрены в основание земной коры Центрально-Прикаспийской депрессии. При рассмотрении возможности их внедрения был принят механизм, предложенный Н.Г. Добрецовым и А.Г. Кирдяшкиным [1994]. В соответствии с этим механизмом перемещение эклогитов обеспечивается возникновением возвратных течений в вязком аккреционном клине. Выполненные нами на основе математического моделирования оценки граничных условий действия такого механизма показали, что он может быть реализован лишь при выполнении целого ряда допущений, которые достаточно сложно удовлетворить применительно к конкретной геологической обстановке Прикаспийской впадины [Brunet et al., 1999]. В частности, одно из наиболее очевидных противоречий заключается в том, что Центрально-Прикаспийская депрессия располагается не перед фронтом, а в тылу зоны субдукции, что заставляет вновь вернуться к данному вопросу и искать иной механизм перемещения эклогитов.

В ходе дальнейших исследований мы обратили внимание на особенности строения литосферы современных складчатых поясов аккреционного типа, формирующихся вдоль активных континентальных окраин. Глубинное строение земной коры и литосферы складчатых поясов такого типа детально изучены сейсмическими работами на канадской окраине Северной Америки. Согласно полученным здесь данным, в пределах пояса, расположенного между зоной субдукции и континентом, нижняя часть литосферы (ниже границы М) до глубин порядка 120 км сложена пакетом тектонически совмещенных пластин – обломков литосферы надвигающегося аккреционного клина. Каждая из пластин имеет двучленное строение. Ее верхняя часть состоит из базальтов океанической коры, а нижняя – из пород ультраосновного состава, слагавших надастеносферный мантийный слой [Clowes et al., 1995].

http://jurassic.ru/

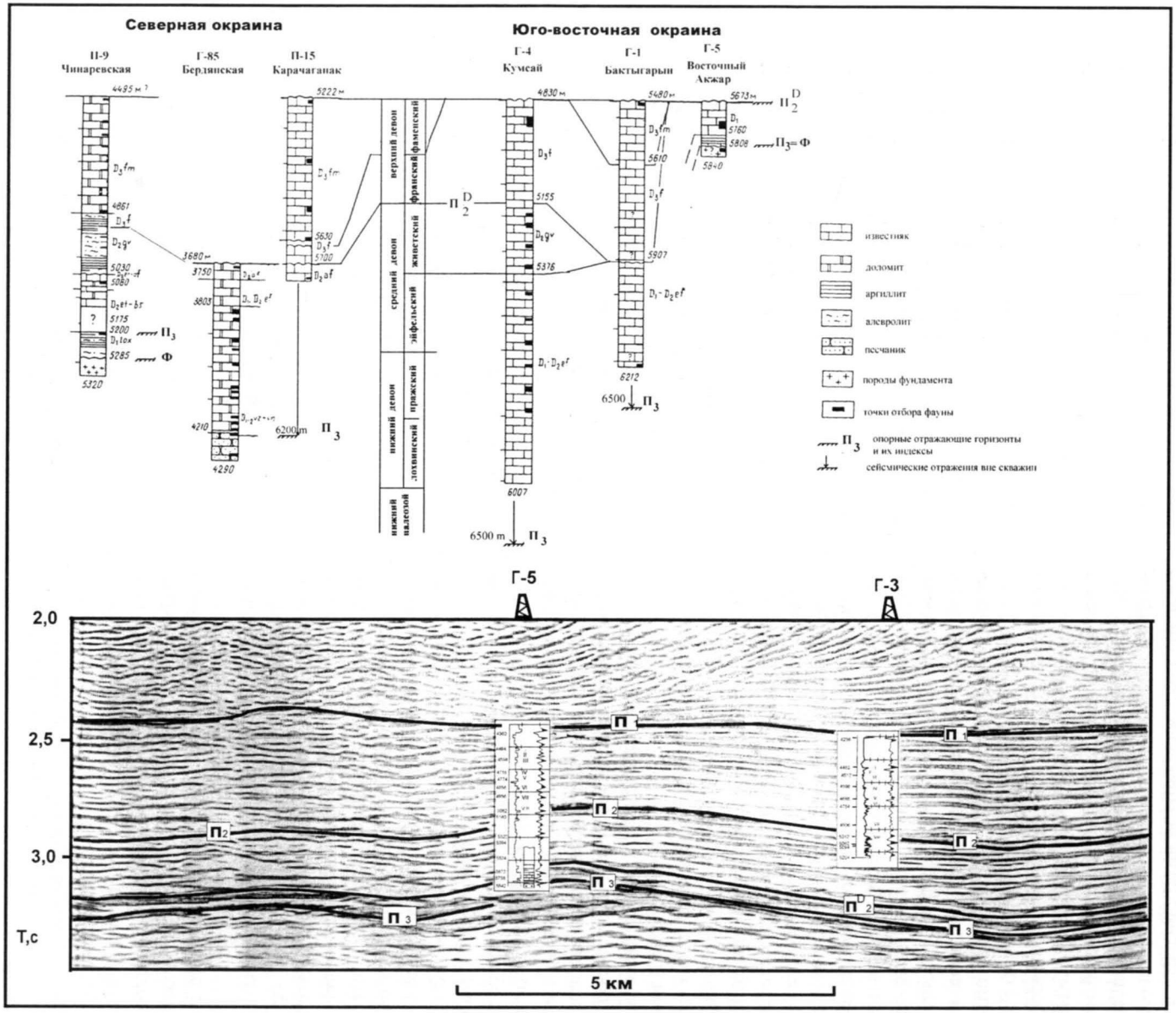


Рис.6.68. Обоснование стратиграфического положения опорного сейсмического горизонта $П_3$ по данным бурения (стратиграфическое расчленение скважин приводится по Ахметшиной с соавторами, 1993, с дополнениями)

http://jurassic.ru/

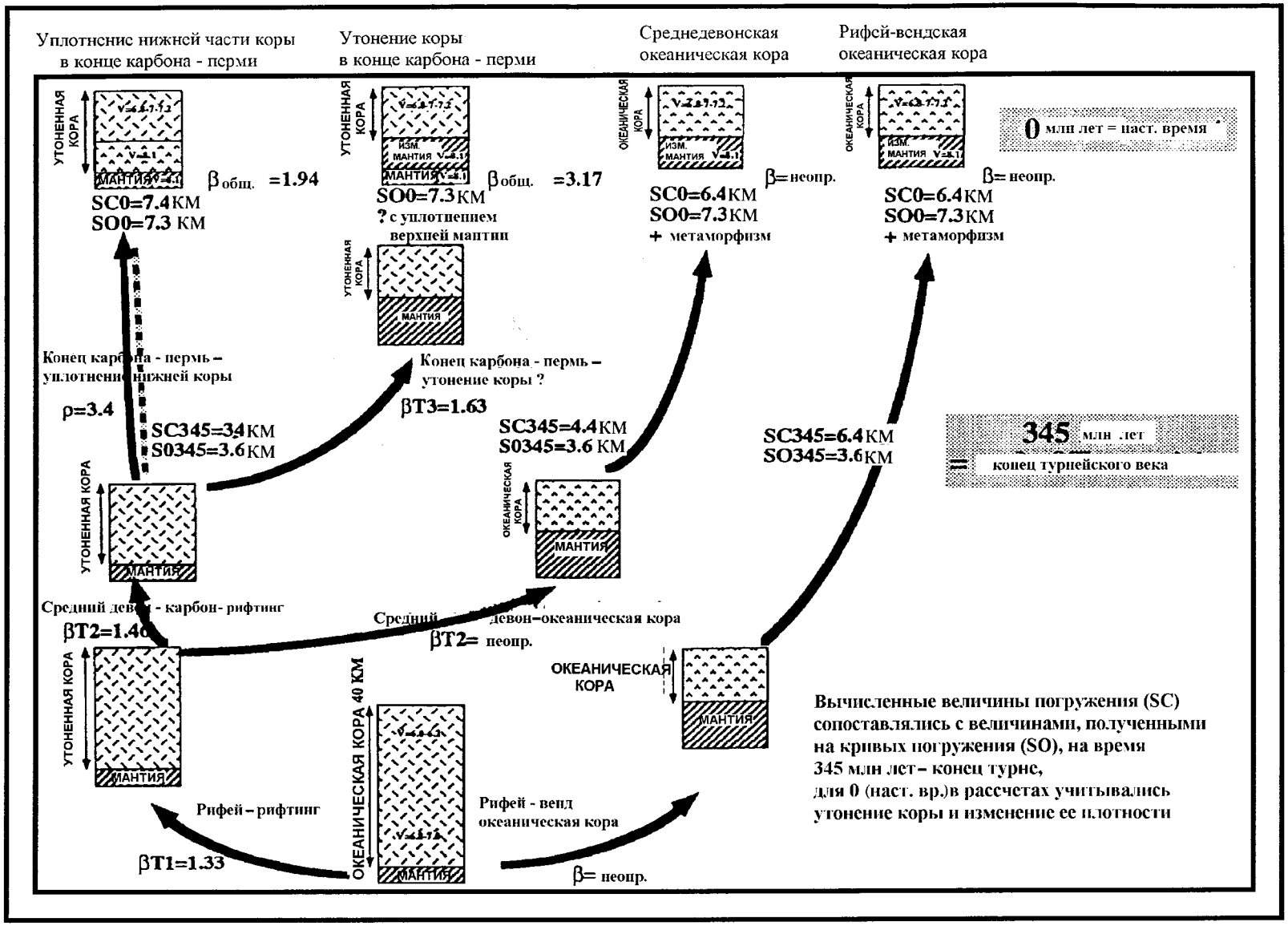


Рис.6.70. Результат компьютерного анализа и сравнения кривых погружения Центрально-Прикаспийского блока с расчетными параметрами утонения земной коры [Brunet, 1995]

http://jurassic.ru/

С учетом этих данных была создана кинематическая модель эволюции литосферы Прикаспийского бассейна в рифей-раннепалеозойское время, представленная на рис.6.71 в виде четырех палеотектонических профилей. Каждый из этих профилей отражает строение литосферы на момент коренной перестройки ее структуры в ходе: континентального рифтинга и океанического спрединга (рис.6.71а), субдукции и формирования вдоль активной окраины Балтии аккреционного складчатого пояса Протоуралид (рис.6.71б), столкновения континентов Балтии и Гондваны и формирования кадомского коллизионного пояса (рис.6.71в), раскола суперконтинента Родинии и заложения Урало-Тяньшанской рифтовой системы (рис.6.71г).

Анализируя эту модель, можно видеть, что к моменту завершения субдукционной стадии слой надастеносферной мантии плиты, несущей на себе континент Балтия, располагается на глубинах 60-80 км. В пределах примыкающего к этому литосферному блоку складчатого пояса Протоуралид на том же гипсометрическом уровне располагается колонна из перемежающихся мантийных и преобразованных в эклогиты коровых пород (базальтоиды океанической коры) (см. рис.6.71б). Такое строение разреза предполагает, что в дальнейшем, уже на этапе континентальной коллизии, мощные линзы эклогитизированных пород, слагающие нижние части литосферы складчатого пояса Протоуралид, будут раздавливаться и выжиматься, внедряясь (протрудируя) в основание земной коры, а, возможно, также и в основание литосферы надвигающейся плиты. В итоге внутри суперконтинента Родиния будет сформирован коллизионный складчатый пояс Кадомид, структурные особенности литосферы которого показаны на рисунке 6.71. К концу завершения орогенной стадии развития на внешней окраине этого пояса литосфера приобретает параметры, которые, за исключением линзы эклогитов в ее подошве, полностью соответствуют наблюдаемым в современном разрезе земной коры Центрального и Восточно-Прикаспийского блоков (см. рис.6.71г). Из этой модели следует, что линза эклогитов, залегающая в основании земной коры Центрально-Прикаспийского блока, была протрудирована на границу кора – верхняя мантия в вендское время по разлому, маркирующему фронт складчатых деформаций, связанных с кадомской орогенией. Внедрение линзы пород, обладающих значительной аномальной плотностью, должно было нарушить изостатическое равновесие и вызвать дополнительное погружение блока.

6.8.3. Расчет кривой погружения фундамента Центрально-Прикаспийской депрессии под весом эклогитов, внедренных в литосферу

В основу расчетов заложено предположение о присутствии в разрезе литосферы Центрально-Прикаспийской депрессии двух линз эклогитов, причем существование верхней из них доказано геолого-геофизическими данными, а нижней – предполагается, исходя из обсужденной выше модели.

В рамках этой модели движущей силой погружения бассейна служат: избыточный вес внедренных в литосферу эклогитов $\rho_{ec} g(h_1 + h_2)$ и вес накапливающихся осадков $\rho_s u$. Еще одним фактором, влияющим на погружение, является тангенциально сжимающее усилие. Его роль сводится к тому, что в поле тангенциальных напряжений изостатическое погружение блока, компенсирующее вес линзы эклогитов, не может полностью реализоваться. Оставшаяся при этом не реализованной потенциальная энергия может затем в течение длительного времени (пока сохраняется поле тангенциальных напряжений) являться источником силы, ответственной за погружение блока, в основании которого размещается эклогитовая линза. Эта ситуация для рассматриваемого нами случая является наиболее вероятной.

В таблице 6.3 суммируются имеющиеся данные о геодинамической обстановке внутри и по периферии Прикаспийской впадины. Если изложенная выше схема формирования Прикаспийской впадины и Центрально-Прикаспийской депрессии близка к реальной, то впадина в течение почти 400 млн. лет непрерывно (с 600 млн лет по 250 млн лет) находилась в зоне активного воздействия тангенциальных напряжений. Источником сил, создающих переменное по интенсивности поле напряжений, были разновозрастные зоны коллизии, окружавшие с востока и юго-востока внешний угол Восточно-Европейского континента и Прикаспийскую впадину. Тангенциальное поле напряжений перестало оказывать заметное влияние на погружение Прикаспийской впадины 250 млн лет назад, после того, как к югу и юго-востоку от нее сформировалась молодая Скифско-Туранская платформа.

С учетом сказанного перейдем к расчету процесса погружения фундамента Центрально-Прикаспийской депрессии под весом эклогитов.

Выпишем уравнение равновесия литосферы, покоящейся на вязком основании,

$$D\nabla^4 w + p_1 H w_{,11} + p_2 H w_{,22} + (\rho_a - \rho_w) g w - (\rho_s - \rho_w) g u = \\ = (\rho_{ec} - \rho_a) g h_{ec} - (\eta / H_a)\dot{w} - T \ , \qquad (139)$$

где $D = GH^3 / 6(1-\nu)$ – изгибная жесткость плиты с эффективными модулем сдвига G и коэффициентом Пуассона ν, $h_{ec} = h_1 + h_2$, H – толщина литосферы, ρ_{ec} – плотность эклогита, ρ_a – плотность астеносферы, ρ_w – плотность воды, η – вязкость астеносферы.

Здесь F – распределение эффективных тектонических усилий, связанных с взаимодействием сталкивающихся плит. Эти силы препятствуют установлению изостатического равновесия Центрально-Прикаспийской депрессии и определяют характер погружения ее фундамента и скорость накопления осадков.

http://jurassic.ru/

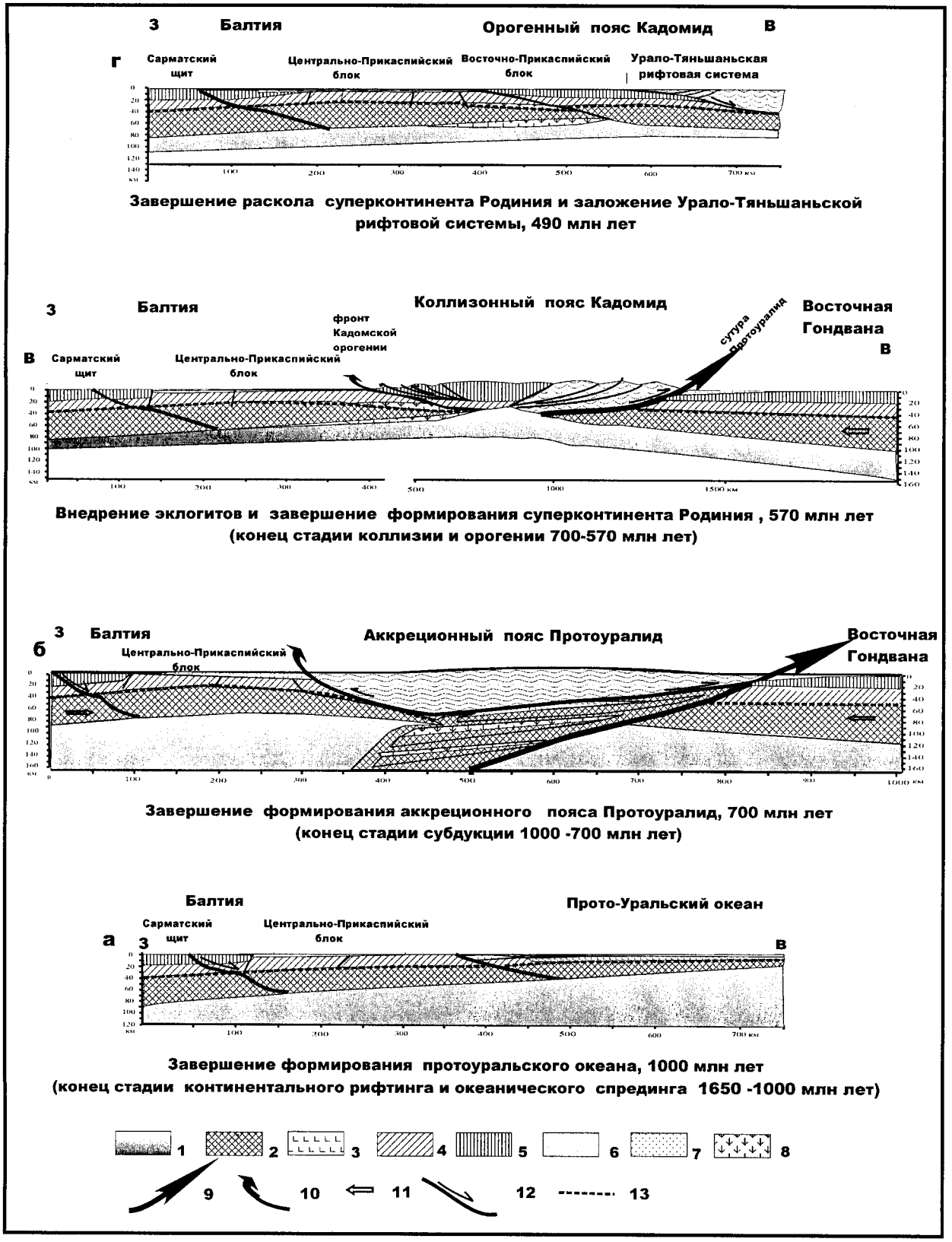


Рис.6.71. Кинематическая модель эволюции литосферы Прикаспийского бассейна в рифейско-раннепалеозойское время
1-2 – мантия: 1 – астеносфера, 2 – надастеносферная мантия; 3-6 –консолидированная кора:3 – океаническая, 4 – нижняя кора континентов, 5 – верхняя кора континентов, 6 – нерасчлененная кора (аккреционно-коллизионные и субдукционно-аккреционные комплексы складчатых поясов); 7 – осадочный чехол; 8 – линзы эклогитизированных пород в мантии; 9-10 – граничные разломы: 9 – сутуры, 10 – фронт складчатых деформаций; 11 – направление текто-

http://jurassic.ru/

Таблица 6.3.

время млн.лет	условия осадконакопления в Прикаспийском бассейне				Геодинамическая обстановка на Восточно-Европейской литосферной плите		
	Центрально-Прикаспийский блок	Восточно-Прикаспийский блок	протяженность млн.лет	Время основных геологических событий и опорные сейсмические горизонты и их индексы	континент	континентальные окраины	
					древняя Восточно-Европейская платформа	палеоазиатский сектор	палеотетический сектор
700					деструкция, связанная с распадом суперконтинента Родиния	субдукция	раскрытие Палеотетического океана
540				d^5_{oc}			
	бассейн краевого прогиба	орогенный бассейн	96	$\epsilon - O_2$	растяжение и прогибание	деструкция активной окраины и заложение к востоку от ЦПБ трехлучевой рифтовой системы (Уральской, Тяньшаньской и Тугаракчанской ветвей)	формирование пассивной окраины
446				$П_4 = d^4_{oc}$			
	эпиконтинентальный бассейн	бассейн пассивной окраины	36	$O_3 - S$	стабилизация	раскрытие Урало-Туркестанского океана формирование пассивной окраины	аккреция микроконтинентов и островных дуг
410				$П_3$			
	шельфовый бассейн	шельфовый бассейн	20	$D_1 - D_1$ em	поднятие, размыв		формирование аккреционного складчатого пояса
390							
	внешний шельф	внутренний шельф	20	$D_2 - D_3$ f			
370	глубоководная котловина	относительное глубоководье: Донбасс-Туаркырский рифтовый (ДТР) бассейн на ю.-з окраине	Примугоджарский и Южно-Эмбинский флишевые бассейны	40	$D_3 - C_1 v_1$	рифтинг	формирование аккреционного складчатого пояса вдоль уральской окраины Восточно-Европейского континента	Заложение Сарматско-Туаркырского трансконтинентального сдвига
				20	$C_1 v_2 - C_2 b$			формирование аккреционного складчатого пояса
310				$П_2$				
	глубоководная котловина	относительное глубоководье: перерыв (складчатость в ДТРб)	Предуральский молассовый бассейн	10	$C_2 m - C_2 k$	поднятие: поднятие	коллизия Восточно-Европейского и Казахстанского континентов	формирование активной окраины Евразийского континента вдоль его границы с Палеотетисом и вулкано-плутонического пояса в тыловой ее части
				30	$C_3 - P_1 a$	поднятие: стабилизация	формирование Урало-Тяньшаньского орогена	
270				$П_1$				
	эпиконтинентальный бассейн	эпиконтинентальный бассейн		20	$P_1 k - P_2 t$	поднятие: поднятие	Заложение Урало-Герерудского трансконтинентального сдвига	
250				D				
	Прикаспийско-Скифско-Туранский внутриконтинентальный бассейн			45	T	растяжение	подвижная платформа	ороген
205				V				
	размыв			30	J	поднятие		формирование Донбасс-Туаркырской внутриплатформеной складчатой зоны
175								

http://jurassic.ru/

Уравнения типа (139) и соответствующее выражение для изгибной жесткости обычно применяются для изучения изгиба литосферы [Turcotte, Shubert, 1982]. Поскольку механические свойства земной коры и литосферы изменяются с глубиной, используется эффективный модуль сдвига, предложенный А. Надаи [Nadai, 1963].

В уравнение (139) входит неизвестная мощность осадочной толщи u. Скорость накопления осадков $\dot{u}$ зависит от глубины бассейна $w_s = w - u$, поэтому уравнение накопления осадков представим в виде:

$$\dot{u} = \kappa(w - u), \quad u \le w, \tag{140}$$

где κ – кинетический коэффициент осадконакопления.

При выводе уравнения осадконакопления (140) учитывалось, что мощности соли и осадков обычно пропорциональны глубине бассейна. Кроме того, уравнение (140) согласуется со стандартной процедурой бэкстрип (backstrip) анализа.

Рассчитаем с помощью уравнений (139) и (140) погружение бассейна. Разлагая прогиб (прогибание) бассейна и нагрузку в ряды Фурье, в первом приближении получим следующие соотношения:

$$w(x_1, x_2, t) \approx w_{\max}(t)\sin(\pi x_1 / l_1)\sin(\pi x_2 / l_2),$$
$$u(x_1, x_2, t) \approx u_{\max}(t)\sin(\pi x_1 / l_1)\sin(\pi x_2 / l_2),$$
$$h(x_1, x_2) \approx h_{\max}\sin(\pi x_1 / l_1)\sin(\pi x_2 / l_2),$$
$$F(x_1, x_2, t) \approx F_{\max}(t)\sin(\pi x_1 / l_1)\sin(\pi x_2 / l_2), \tag{141}$$

где $w_{\max} = w_{\max}(t)$, $u_{\max} = u_{\max}(t)$ – текущие максимальные значения прогиба (прогибания) и толщины осадочного слоя соответственно, $h_{\max}$ – максимальная суммарная толщина эклогитовых линз, $F_{\max} = F_{\max}(t)$ – максимальное текущее значение эффективного тектонического усилия, l_1 и l_2 – характерные размеры его изменения по срединной поверхности в направлении координатных осей.

Учитывая (141), перепишем уравнения (139) и (140) в виде:

$$Dw_{\max}\pi^4(l_1^{-2} + l_2^{-2})^2 + (\rho_a - \rho_w)gw_{\max} -$$
$$-(\rho_s - \rho_w)gu_{\max} = (\rho_{ec} - \rho_a)gh_{ec} - F_{\max} \tag{142}$$

$$\dot{u}_{\max} = \kappa(w_{\max} - u_{\max}). \tag{143}$$

Заметим, что уравнение (142) аналогично уравнению, использованному для оценки зависимости изостатической компенсации горного рельефа от его характерного размера [Turcotte, Shubert, 1982].

Поскольку время релаксации вязкой реакции астеносферы не превышает миллиона лет, пренебрежем соответствующим слагаемым в уравнении (142), поскольку рассматриваются процессы погружения, длящиеся сотни миллионов лет. В этом случае приходим к уравнению погружения бассейна в виде:

$$Dw_{\max}\pi^4(l_1^{-2} + l_2^{-2})^2 + (\rho_a - \rho_w)gw_{\max} -$$
$$-(\rho_s - \rho_w)gu_{\max} = (\rho_{ec} - \rho_a)gh_{ec} - F_{\max}$$

$$\dot{u}_{\max} - \kappa u_{\max}\left[\frac{(\rho_s - \rho_w)g}{D\pi^4(l_1^{-2} + l_2^{-2})^2 + (\rho_a - \rho_w)g} - 1\right] =$$

$$= \frac{\kappa[(\rho_{ec} - \rho_a)gh_{\max} - F_{\max}]}{D\pi^4(l_1^{-2} + l_2^{-2})^2 + (\rho_a - \rho_w)g} \tag{144}$$

Согласно уравнению (144) и рис.6.71 при завершении формирования бассейна $w_s = 0$ и $F = 0$ его максимально возможная глубина W составит

$$W = \frac{(\rho_{ec} - \rho_a)gh_{ec}}{(\rho_a - \rho_s)g + D\pi^4(l_1^{-2} + l_2^{-2})^2}. \tag{145}$$

Оценка W по формуле (145) показывает, что, полагая $\rho_s = 2.6$ г/см^3, $\rho_a = 3.2$ г/см^3, $\rho_{ec} = 3.6$ г/см^3, максимальный прогиб, обусловленный внедрением эклогитов, составит 16.7 км.

Предположим, что к моменту внедрения эклогитов приведенные тектонические усилия F удерживают их вес, поэтому прогиб w и толщина осадков равны нулю. После этого тектонические усилия уменьшаются, и начинается погружение бассейна. Предположим, что

$$F_{\max}(t) = (\rho_{ec} - \rho_a)gh_{ec}\{1 - \tanh[k(t - T^*)/T]\} \div$$
$$\div[1 + \tanh(kT^*/T)], \tag{146}$$

где T = 500 млн лет – время полного формирования депрессии и остальные параметры равны T^* = 120 млн лет и $k = 0.15$.

В соответствии с кривой погружения (см. рис.6.71), полученной по геологическим данным [Brunet et al., 1996], выделим три периода с различными скоростями осадконакопления: первый в интервале от 500 до 415 млн лет с $\kappa = \kappa_1 = 10^{-13}$ 1/сек, второй – от 415 до 270 млн лет с $\kappa = \kappa_2 = 2 \cdot 10^{-16}$ 1/сек и третий – от 270 млн лет до 0 с $\kappa = \kappa_3 = 6 \cdot 10^{-15}$ 1/сек. Уравнения (142) и (143) позволяют вычислить теоретическую кривую погружения бассейна и соответствующую ей батиметрическую кривую (показаны кружками на рис.6.72). Эти кривые, основанные на определенных предположениях о поддерживающих тектонических усилиях F и скоростях осадконакопления, в основных чертах совпадают с геологическими данными.

Рассчитаем вертикальные перемещения плиты и ее напряженное состояние на момент завершения формирования бассейна при $u = w$. Уравнение (142) в этом случае принимает вид:

$$D\nabla^4 w + (\rho_a - \rho_s)gw = (\rho_{ec} - \rho_a)gh_{ec}, \tag{147}$$

http://jurassic.ru/

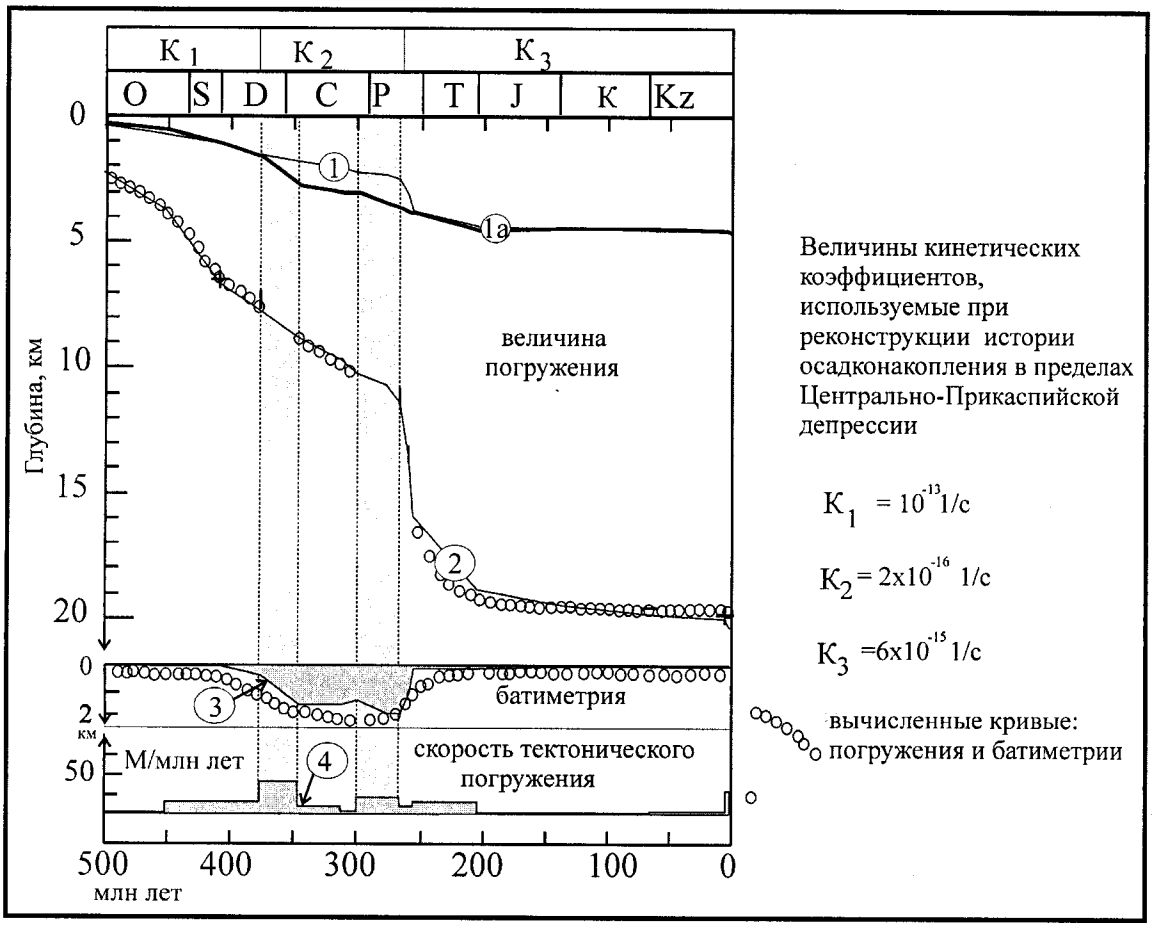


Рис.6.72. Сравнение кривых погружения (2) и батиметрии (3), построенных по геологическим данным, с вычисленными, и их сопоставление с графиком скорости тектонического погружения (4) и кривой тектонического погружения, составленной без учета (1) и с учетом батиметрической поправки (1а)

Воспользуемся фундаментальным решением уравнения (147) для сосредоточенной единичной силы на неограниченном слое:

$$w = \frac{l^2}{2\pi D} kei\frac{r}{l} \quad , \quad l = \sqrt[4]{\frac{D}{(\rho_a - \rho_s)g}}, \qquad (148)$$

где $kei(r/l)$ – функция Кельвина, l – характерная длина волны, r – радиус.

На рис.6.73,а показана картина опускания земной коры, согласно которой наибольшее прогибание приурочено к центрам эклогитовых линз. Максимумы эффективных касательных напряжений, приводящих к разрушению коры, располагаются по их периметру (рис.6.73б). На рис.6.73б видно, что сетка тектонических разломов хорошо согласуется с распределением касательных напряжений.

Аналогичная кривая погружения может быть получена, если исключить из модели нижнюю линзу эклогитов (на границе литосфера-астеносфера) и допустить расплавление литосферы при ее погружении в астеносферу в ходе палеозойского погружения Прикаспийской впадины. Если граница астеносфера-литосфера является линией солидуса, то в процессе прогибания мощность литосферы уменьшается на величину W, равную максимальной величине погружения фундамента осадочного бассейна в соответствии с формулой

$$W = \frac{\rho_{ec} - \rho_l}{\rho_l - \rho_s} h_{ec}. \qquad (149)$$

В случае $h_{ec} = 10$ км и плотности осадков $\rho_s = 2.6$ г/см^3, плотности эклогитов $\rho_{ec} = 3.6$ г/см^3, плотности литосферы $\rho_l = 3 \div 3.14$ г/см^3 расчетная глубина погружения фундамента находится в пределах $15 \div 8.5$ км.

В заключение подчеркнем важные моменты, вытекающие из изложенного материала.

1. Предложена принципиально новая модель формирования и эволюции Прикаспийской впадины, которая хорошо согласуется с имеющимися геолого-геофизическими данными о ее глубинном строении. Дискуссионным положением этой модели является предположение о наличии линзы эклогитов в основание литос-

http://jurassic.ru/

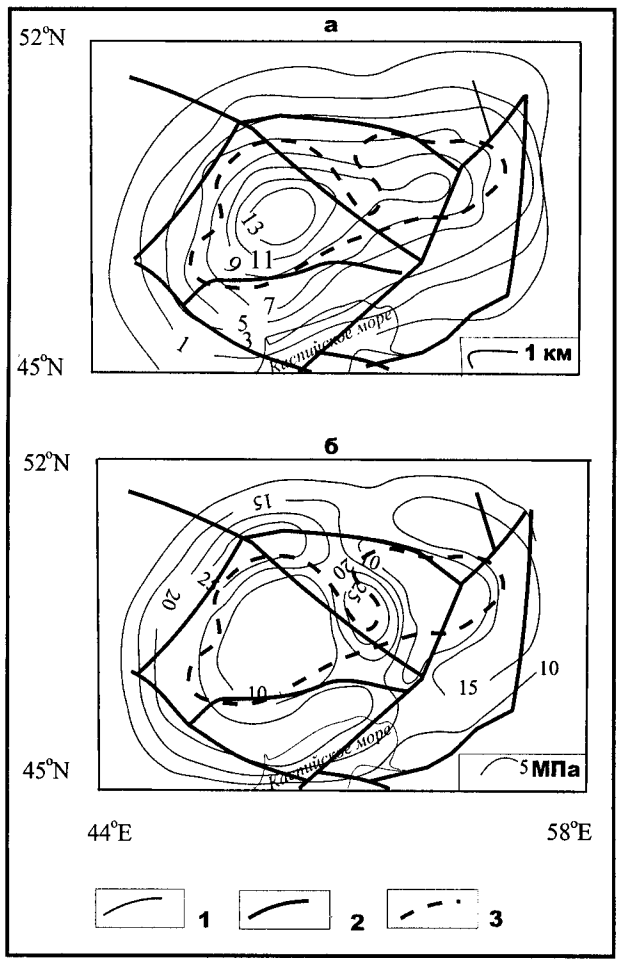


Рис.6.73. Сопоставление величины погружения фундамента (а) и величины эффективного напряжения (б) в пределах Прикаспийской впадины
1 – изолинии погружения фундамента в км (для а) и эффективного напряжения в МПА (для б), 2 – основные разломы, 3 – граница области распространения эклогитов

феры. Этот элемент модели не имеет геолого-геофизического обоснования. Более того, в настоящее время сложно определить даже перечень необходимых исследований, которые позволят получить требуемые доказательные данные, поскольку вполне вероятно, что предполагаемая линза эклогитов в современном разрезе отсутствует. Она могла погрузиться в мантию (под собственным весом) после того как были сняты тангенциальные напряжения. Не исключено, что имевший место на границе юры и триаса региональный подъем Прикаспийской впадины причинно связан с этим событием. Однако, как было указано выше, этот элемент модели (введенный в нее в связи с необходимостью согласования расчетных и фактических данных о величине погружения впадины) не является обязательным. Получить требуемую расчетную кривую погружения можно приняв и другое допущение – разогрев литосферы.

2. Основные, наиболее примечательные особенности строения разреза осадочного чехла и земной коры Северо-Прикаспийского внутриконтинентального глубоководного бассейна, выделяемого в границах Прикаспийской солянокупольной области (большая мощность осадочного чехла, сокращенная мощность консолидированной части земной коры, присутствие в ее основании линз эклогитов), были заложены задолго до формирования этого бассейна (как изолированной области седиментации) и связаны с рифейской и раннепалеозойской историей развития региона.

3. Как следует из модели, осадочные бассейны типа Прикаспийской впадины достаточно уникальны и для их формирования требуется благоприятное сочетание нескольких геодинамических обстановок, закономерно сменяющих друг друга во времени. Такие условия чаще всего возникают на внешних углах крупных континентов, обрамленных аккреционными складчатыми поясами. Сверхглубокие бассейны типа Прикаспийского могут существовать как очень короткое время, при быстром восстановлении изостатического равновесия, так и в течение длительного времени, если имеются условия, препятствующие выравниванию изостатической аномалии, например, горизонтальный стресс, не позволяющий погрузиться эклогитовой линзе до изостатически уравновешенного положения.

http://jurassic.ru/

ЛИТЕРАТУРА

Абдуллаев Р.Н., Далимов Т.Н., Мухин П.А., Базарбаев Э.Р. Рифтогенез в развитии палеозойских складчатых областей. Под ред. акад. В.Е. Хаина. Ташкент: Фан, 1989. 124 с.

Абесадзе М.Б., Кекелия М.А., Мгелиашвили Т.Н. и др. Доальпийское развитие Кавказской активной континентальной палеоокраины (магматизм и метаморфизм) // Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982. С. 30-41.

Адамия Ш.А., Габуния Г.Л., Кутелия З.А. и др. Характерные черты тектоники Кавказа // Геодинамика Кавказа. М.: Наука, 1989. С. 3-14.

Адамия Ш.А., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б., Твалчрелидзе Г.А. Альпийский вулканизм, металлогения и тектоника Восточного Средиземноморья: основные черты тектоники // Вулканология и сейсмология. 1981. № 6. С. 19-29.

Айзатуллин Т.А., Скопинцев Б.А. Формирование анаэробных зон и их распределение в океане // Океанология. 1. Химия океана. М.: Наука, 1879. С. 288-293.

Аксенов Е.М. История геологического развития Восточно-Европейской платформы в позднем протерозое //Автореф. дисс.... доктора геол.-мин. наук. СПб: ИГГД РАН, 1998. 48 с.

Алексеев В.Н. Палеогеоморфологические и геолого-статистические критерии оценки строения и нефтегазоносности дованаварских терригенных отложений Сибирской платформы // Поиски и разведка залежей нефти и газа в древних продуктивных коллекторах. Тюмень: 1990. С. 92-97.

Алексеев В.П. В развитие концепции лавинной седиментации // Материалы 3-го Всероссийского литологического совещания (Москва, 18-20 марта 2003г.) Изд-во МГУ, 2003. С.3-7.

Алиева Е.Р., Ушаков С.А. Осадочные бассейны пассивных континентальных окраин и переходных зон // Тектоника плит и полезные ископаемые. М.: Изд. МГУ. С. 106-122.

Амелин Ю.В., Рыцк Е.Ю., Крымский Р.Ш., Неймарк Л.А., Скублов С.Г. Вендский возраст эндербитов гранулитового комплекса Байкало-Муйского офиолитового пояса (Северное Прибайкалье): U-Pb и Sm-Nd –изотопные свидетельства. // Докл. РАН. 2000. Т. 371. №5. С. 652-654.

Аммосов И.И. Органическое вещество углей как показатель степени литификации осадочных пород // Угленосные формации и угольные месторождения. Межд. Геол. конгресс, XXIII сесс. Докл. сов. геол. М.: Наука, 1968. С. 111-117

Анатольева А.И. Домезозойские красноцветные формации. Тр.ИГиГ СО АН СССР. Вып. 190. Новосибирск: Наука, 1972. 323 с.

Анатольева А.И., Жарков М.А., Советов Ю.К. О корреляции красноцветных толщ венда и низов нижнего кембрия юго-западной окраины Сибирской платформы. // Докл. АН СССР. 1966. Т. 166. № 2. С. 413-416.

Англо-русский словарь по циклостратиграфии (основные термины и определения). Нефтеюганск: АМОСО, 1995. 62 с.

Андерсон Д.Л., Дзевонски А.М. Сейсмическая томография // В мире науки. 1984. №12. С. 16–25.

Анфимов Л.В. Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегаантиклинория. (Ю.Урал) Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 290 с.

Арешев Е.Г., Гаврилов В.П., Донг Ч.Л., и др. Геология и нефтегазоносность фундамента Зондского шельфа. М.: Гос. акад. нефти и газа, 1997. 288 с.

Артемов В.Р., Кузнецова В.Н. Метасоматические изменения гипербазитов при серпентинизации // Метасоматические изменения боковых пород и их роль в рудообразовании. М.: Недра, 1966. С. 82-94.

Артюшков Е.В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 310с.

Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.:Наука, 1993. 455 с.

Арутюнов С.Л., Кальвин И.А., Савинова Т.Н., Ситников В.С. Роль палеогеоморфологических условий в формировании ловушек углеводородов в Лено-Тунгусской провинции. В кн.: Практические результаты и перспективные направления в нефтегазоносных районах СССР. М: Недра, 1987. С. 146-154.

Архангельский А.Д. Условия образования нефти на Северном Кавказе. М.-Л.: Изд-во Совет. нефт. пром., 1927. 123 с.

Ахметшина Л.З., Булетбаев З.Е., Гибшман Н.В. Девон восточного борта Прикаспийской синеклизы // Отечественная геология. 1993. №1. С. 42–48.

Бабадаглы В.А., Джумагулов А., Шебалдина М.Г., Яцкевич С.В. Использование ритмичности осадко-

http://jurassic.ru/

накопления при поисках нефти и газа // Цикличность осадконакопления и закономерности размещения горючих полезных ископаемых. Новосибирск: Изд-во АН СССР, 1975. С.166-167

Базылев Б.А. Метаморфизм океанических гипербазитов: Автореф. дисс..... канд. геол.-мин. наук. М.: 1989. 213 с.

Байков А.А., Седлецкий В.И. Литогенез (мобилизация, перенос, седиментогенез, диагенез осадков). Ростов-на-Дону: Изд-во СКНЦ ВШ, 1997. 447 с.

Бакиров А.А. Классификация локальных и региональных скоплений нефти и газа в земной коре. В кн. Геология нефти. М.: Наука, 1964. С. 141-152

Бакиров А.А., Варенцов М.И., Бакиров Э.А. Нефтегазоносные провинции и области зарубежных стран. М.: Недра, 1971. С. 1-11.

Барс Е.А. Органическая гидрогеохимия нефтегазоносных бассейнов. М.: Недра, 1981. 300 с.

Барсуков В.Л., Борисов М.В. Моделирование геохимических следствий автосмешения гидротермальных растворов. Массообмен в системе из нескольких последовательных ритмов автосмешения // Геохимия. 1982. № 11. С. 1562-1580.

Барсуков В.Л., Борисов М.В. Формирование отрицательных ореолов и рудных тел при автосмешении гидротерм // Современные проблемы теоретической и прикладной геохимии. Новосибирск: Наука, 1987. С. 72-78.

Барсуков В.Л., Пэк А.А. Роль автосмешения растворов в формировании гидротермальных жильных месторождений // Геохимия, 1980. № 12. С. 1780-1796.

Батурин Г.Н. Фосфориты на дне океанов. М.: Наука, 1978. 231 с.

Беленицкая Г.А. Соленосные осадочные бассейны. Осадочные бассейны России. Вып. 4. С-Пб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 72 с.

Беленицкая Г.А. Фациальные и палеотектонические модели галогенных систем и некоторые вопросы их рудоносности // Рудоносность осадочных комплексов. Л.: Недра, 1989. С. 30-40.

Белецкая С.Н., Сергеенок Л.И. Формирование состава водорастворенного органического вещества в пластовых водах, насыщенных сжатыми газами // Формирование водорастворенного комплекса подземных вод нефтегазоносных бассейнов. Л.: ВНИГРИ, 1977. С. 160-174.

Берзин Н.А. Зона главного разлома Восточного Саяна. М.:Наука, 1967. 147 с.

Берзин Н.А. Тектоника Южной Сибири и горизонтальные движения континентальной коры. Автореф. дисс.... доктора геол.-мин. наук. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1995. 51 с.

Благовидов В.В., Советов Ю.К. Строение толщи мелководно-морских отложений в форландовом бассейне на юго-западе Сибирской платформы (ранний венд, Енисейский кряж). Закономерности строения осадочных толщ. Тез. докл. Екатеринбург: Изд.-во УГГГА, 1998. С. 183-188.

Благоволин Н.С. Роль соляной тектоники и грязевого вулканизма в восходящем массопереносе и рельефообразованиии // Геоморфология. 1985. № 2. С. 17-27.

Благодатский А.В., Владимиров А.И., Галимова Т.Ф. и др. О корреляции верхнедокембрийских отложений Присаянья и юга Енисейского кряжа. В кн.: Опорные узлы унифицированной схемы верхнего докембрия Средней Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1980. С. 113-128.

Бобринский В.М., Макареску В.С., Морару К.Е. Тектонические факторы, определяющие строение гелиевого, макросейсмического и гидрогеохимического полей Молдавии // Геотектоника. 1987. № 2. С. 77-90.

Бобров Е.Т. Щипакина И.Г. Условия образования давсонита. В кн: Новое в современной литологии. М.: Наука, 1981. С. 97-100.

Богатиков О.А., Коваленко В.И. Эволюция магматизма в истории литосферы // Эволюция геологических процессов в истории Земли. М.: Наука, 1993. С. 115-134.

Богашова Л.Г. Источники рудогенных растворов и рудного вещества в них. // Подземные воды и эволюция литосферы. Т. 2. М.: Наука. 1985. С. 176-179.

Богашова Л.С. Закономерности размещения солей, рассолов и руд в осадочном чехле. // Докл. АН СССР. 1990. Т. 310. № 3. С. 687-691.

Богданов Ю.А., Левитан М.А. История накопления органического углерода.// Океанология. Геология океана. Геологическая история океана. М.: Наука, 1980. С. 252-260.

Болотов С.Н. Мезозойско-кайнозойская история Скифской платформы и количественные характеристики основных этапов развития по данным компьютерного моделирования. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1996. 21с.

Бондаренко Г.Е., Чамов Н.П., Морозов О.Л., Пральникова И.Е. Терригенные комплексы мезозойской аккреционной структуры полуострова Тайгонос, Северо-Восток России) // Геотектоника. 2002. № 1. С. 59-71.

Бордовский О.К. Органическое вещество современных осадков Каспийского моря // Океанология. 1969. Т. 9. Вып.6. 354 с.

Боревский Л.В., Кременецкий А.А. Геологическая роль подземных вод при прогрессивном метаморфизме в условиях открытых и закрытых систем // Подземные воды и эволюция литосферы. Т. 2. М.: Наука, 1985. С. 8-13.

Боревский Л.В., Поляков В.А., Яковлев Л.Е. Применение изотопных методов для исследования гидродинамики сверхглубоких горизонтов // Методы изучения и оценки ресурсов подземных вод глубоких горизонтов. М.: ВСЕГИНГЕО, 1986. С. 51-58.

Борукаев Ч.Б. Словарь-справочник по современной тектонической терминологии. Тр. ОИГГМ СО РАН. Вып.840. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1999. 70 с.

http://jurassic.ru/

Ботвинкина Л.Н. Генетические типы отложений областей активного вулканизма. М.: Наука, 1974. 318 с.

Ботт М. Внутреннее строение Земли. М.: Мир, 1974. 373 с.

Ботт М. Геодинамические процессы в континентальных рифтовых системах в приложении к Байкальскому рифту // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей. Новосибирск.: Наука, 1990. С. 317-323.

Брагин С.С. Оселковая серия позднего докембрия Присаянья (расчленение и корреляция) // Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя Сибири. Венд и рифей. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1985. С. 44-57.

Бражников О.Г. Перспективы нефтегазоносности Прикаспийской впадины с позиции тектоники плит. Автореф. дисс. ... доктора геол.-мин. наук. М.: ГАНГ, 1993. 66 с.

Браун Д., Массет А. Недоступная Земля. М.: Мир, 1984. 254с.

Брод И.О. Основы учения о нефтегазоносных бассейнах. М.: Недра, 1964. 166 с.

Бродская Н.Г. Донные отложения и процесс осадкообразования в Аральском море. Тр. Ин-та геологических наук АН СССР. Вып.115. Геол.сер. (№ 57) М.: Наука, 1952. 154 с.

Бубнов С. Основные проблемы геологии ОНТИ НКТП СССР, 1934. 183 с.

Бурков В.В., Подпорина Е.К. Стронций. Минералогия, геохимия и главные типы месторождений. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 178 с.

Буртман В.С. Таласо-Ферганский сдвиг и сдвиг Сан-Андреас. В кн.: Разломы и горизонтальные движения земной коры. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 80. М.: Наука, 1963. С. 128-151.

Буртман В.С., Лукьянов А.В., Пейве А.В., Руженцев С.В. Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения // Разломы и горизонтальные движения земной коры. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 80. М.: Наука, 1963. С. 5-33.

Бутузова Г.Ю. Гидротермально-осадочное рудообразование в рифтовой зоне Красного моря. М.: ГЕОС, 1998. 311 с.

Бутузова Г.Ю. Типы современных гидротермальных и гидротермально-осадочных образований активных зон Мирового океана // Литология и полез. ископаемые. 1989. № 5. С. 3-24.

Бэрнем К.В. Гидротермальные флюиды магматической стадии // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970. С. 40-73.

Валуконис Г.Ю., Ходьков А.Е. Роль подземных вод в формировании месторождений полезных ископаемых. Л.: Недра, 1978. 296 с.

Вальтер А.А., Гурова Е.П. Диккит из флюоритизированных песчаников Приднестровья. // Известия высшей школы. Геология и разведка. 1968. № 12. С. 27-34.

Валяшко М.Г. Генезис рассолов осадочной оболочки // Химия земной коры. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 253-277.

Валяшко М.Г. О некоторых физико-химических и геохимических проблемах галогенеза. В кн: Проблемы соленакопления. Т.1. Новосибирск: Наука, 1977. С. 109-120.

Ваньшин Ю.В. К вопросу о возрасте высокоглиноземных образований Нижнего Поволжья // Докл. АН СССР. 1989. Т. 307. № 4. С. 933-936.

Вартанян Г.С. Месторождения углекислых вод горно-складчатых регионов. М.: Недра, 1977. 288 с.

Вартанян Г.С., Куликов Г.В. Гидрогеодеформационное поле Земли // Докл. АН СССР. 1982. Т. 262. № 2. С. 310-314.

Васильев В.Г., Каленов Е.М., Карасев И.П. и др. Геологическое строение юга Сибирской платформы и нефтеносность кембрия. М: Гостоптехиздат, 1957. 228 с.

Вассоевич Н.Б. Еще о терминах для обозначения стадий и этапов литогенеза // Тр. ВНИГРИ. 1962. Вып. 190. С. 220-243

Вассоевич Н.Б. Избранные труды. Геохимия органического вещества и происхождение нефти. М.: Наука, 1986. 368 с

Вассоевич Н.Б. Избранные труды. Нефтеносность осадочных бассейнов. М.: Наука, 1988. 260 с.

Вассоевич Н.Б. Происхождение нефти // Вестник МГУ. Геология.1975. №5. С. 3-23.

Вассоевич Н.Б. Стадии литогенеза // Справочник по литологии. М.: Недра, 1983. С. 85-96.

Вассоевич Н.Б. Теория осадочно-миграционного происхождения нефти (исторический обзор и современное состояние) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1967. № 11. С. 135-156.

Вассоевич Н.Б. Условия образования флиша. М.: Госгеолтехиздат, 1951. 214 с.

Веймарн А.Б., Милановский Е.Е. Фаменский рифтогенез на примере Казахстана и некоторых других районов Евразии. Статья 2 // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т. 65. Вып. 6. С. 9-23.

Вейс А. Ф. Микрофоссилии рифея и венда Учуро-Майского и Туруханского районов Сибири // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 5. С. 47-64.

Вейс А. Ф., Воробьева Н.Г. Микрофоссилии сибирского гипостратотипа рифея (омахтинская, кандыкская и устькирбинская микробиоты) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т.10. № 1. С. 27-54.

Вернадский В.И. Избранные сочинения. Т. 4. кн.2. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 652 с.

Верниковский В.А. Неопротерозойские аккреционные и коллизионные события на западной окраине Сибирского кратона: новые геологические и геохронологические данные (Енисейский кряж, Таймыр) // Тектоника и металлогения Центральной и Северо-Восточной Азии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2000. С. 34-36.

http://jurassic.ru/

Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М.: Недра, 1979. 327 с.

Виноградов В.И. Современное состояние изотопных исследований офиолитов // Геохимия радиогенных изотопов на ранних стадиях эволюции Земли. Под ред. Ю.А. Шуколюкова. М.: Наука, 1983. С. 168-178.

Виноградов В.И., Шеймович В.С., Вишневская И.И. и др. Ахомтенский гранитоидный массив – модельный пример гранитизации в зоне перехода континент–океан // Изв. Вузов. Геология и разведка. 1993. № 5. С. 50-63.

Виноградов М.Е. 20-й рейс НИС "Дмитрий Менделеев" – изучение экосистем пелагиали Перуанского района и пассатной зоны Тихого океана // Океанология. 1978. Т. 18. Вып. 6. С. 95-110

Владимирова Т.В., Капустин И.Н., Орлов В.П., Фёдоров Д.Л. Объяснительная записка к гипсометрической карте поверхности кристаллического фундамента центральной и северной частей Восточно-Европейской платформы масштаба 1:2500000. СПб.: ВСЕГЕИ, 2001. 71 с.

Владимирова Т.В., Капустин И.Н., Федоров Д.Л. Глубинная структура центральных районов Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 1997. № 3. С. 31-40.

Войткевич Г.В., Мирошников А.Е., Поваренных А.С., Прохоров В.Г. Краткий справочник по геохимии. М.: Недра, 1977. 184 с.

Волков И.И. Баланс марганца в океанском осадочном цикле // Литология и полезн. ископаемые. 1981. № 3. С. 25-34.

Волков И.И. Геохимия серы в осадках океана. М.: Наука, 1984. 271 с.

Волков И.И. Источники металлов современного железомарганцевого рудообразования в пелагиали океанов. Сообщение 1. Марганец // Литология и полезн. ископаемые. 1993. № 3. С. 17-40.

Волож Ю.А. Осадочные бассейны Западного Казахстана (на основе сейсмостратиграфического анализа). Автореф. дисс..... доктора геол.- мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1991. 49с.

Волож Ю.А. Сейсмостратиграфическая модель палеозойско-мезозойских бассейнов Западного Казахстана // Сейсмостратиграфические исследования при поисках месторождений нефти и газа. Алма-Ата: Наука, 1990. С. 139–173.

Волож Ю.А., Антипов М.П., Леонов Ю.Г., Морозов А.Ф. Тектоническое строение кряжа Карпинского // Геотектоника. 1999. №1. С. 1–18.

Волож Ю.А., Ковылин В.М., Милетенко Н.В., Шлезингер А.Е. Внутренняя расшифровка осадочных бассейнов сейсмостратиграфией //Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1994. Т. 69. Вып. 3. С. 137-141

Волож Ю.А., Кунин Н.Я. Региональная структура Прикаспийской впадины в послеюрское время // Геология нефти и газа. 1971. N9. С. 21–34.

Волож Ю.А., Милетенко Н.В., Куантаев Н.Е., Липатова В.В. Перспективы развития нефтегазоносных работ в надсолевом комплексе Прикаспийской впадины. В сб.: Недра Поволжья и Прикаспия. Вып. 14. Саратов, 1997. С. 7-11.

Волож Ю.А., Милетенко Н.В., Певзнер Л.А., Шлезингер А.Е. Методология глубинного геологического картирования осадочных бассейнов. М.: ВНИИгеосистем, 1995. 91 с.

Волож Ю.А., Сапожников Р.В., Циммер В.А. Строение земной коры Прикаспийской впадины // Советская геология. 1975. №11. С. 93–104.

Волчегурский Л.Ф., Владимирова Т.В., Капустин И.Н., Натапов Л.М. Эволюция Прикаспийской впадины в среднем – позднем палеозое // Отечественная геология. 1995. №3. С. 44–49.

Вольвовский Б.С., Вольвовский И.С. Глубинное строение, тектоническая природа и механизм образования континентальных впадин "безгранитного" типа. М.: Наука, 1987. 66 с.

Вольвовский Б.С., Вольвовский И.С., Саркисов Ю.М. "Безгранитные" впадины – механизм образования и развития // Труды межд. конф. Структура и геодинамика земной коры и мантии. М.: 1991. 160 с.

Вотах О.А. Тектоника докембрия западной окраины Сибирской платформы. М: Наука, 1968. 137 с.

Вуд Б.Дж., Уолтер Дж.В. Флюидный поток при метаморфизме и взаимодействие флюидов с породой // Взаимодействие флюид–порода при метаморфизме. Под ред. Дж.В. Уолтера и Б.Дж. Вуда. М.: Мир, 1989. С. 109-130.

Выветривание и литогенез. Под ред. В.П.Казаринова и др. М.: Недра, 1969. 453 с.

Высоцкий И.В., Кучерук Е.В. Современное состояние учения о нефтегазоносных бассейнах. Ч. 1 // Месторождения горючих полезных ископаемых. Т. 7. 1976. 324 с.

Габлина И.Ф. Условия меденакопления в красноцветных континентальных формациях. М.: Наука, 1983. 109 с.

Гавич И.К. Теоретические основы изучения движения подземных вод в земной коре // Основы гидрогеологии: гидрогеодинамика. Новосибирск: Наука, 1983. С. 7-105.

Гаврилов Ю.О. Диагенетические преобразования в глинистых отложениях (средний миоцен Восточного Предкавказья). М: Наука, 1982. 100 с.

Гаврилов Ю.О. Нижне- и среднеюрский дельтовый осадочный комплекс Северо-Восточного Кавказа. Сообщение 2. Динамика формирования комплекса // Литология и полезн. ископаемые. 1994. № 5. С. 86-98.

Гаврилов Ю.О. О возможных причинах накопления отложений, обогащенных органическим веществом, в связи с эвстатическими колебаниями уровня моря // Проблемы эволюции биосферы. М.: Недра, 1994. С. 305-311.

http://jurassic.ru/

Гаврилов Ю.О., Гущин А.И., Стафеев А.Н. Динамика накопления осадочных толщ в ранне- и среднеюрское время на Северном Кавказе (опыт реконструкции) // Литология и полезн. ископаемые. 1989. № 5. С. 82-102.

Гаврилов Ю.О., Кодина Л.А., Лубченко И.Ю., Музылев Н.Г. Позднепалеоценовое аноксическое событие в эпиконтинентальных морях Пери-Тетиса и образование сапропелитового горизонта : седиментология и геохимия // Литология и полезн. ископаемые. 1997. № 5. С. 492-517.

Гаврилов Ю.О., Копаевич Л.Ф. О геохимических, биохимических и биотических следствиях эвстатических колебаний // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1996. Т. 4. № 4. С. 3-14.

Гаджиев Т.Г., Мамедов М.М., Потапова Е.Е., Сулейменов Э.С. Принципы выделения магматических и рудных формаций Азербайджана. Баку: Элм, 1981. 72 с.

Галкин В.А. Микроформации неизмененных и слабо измененных осадочных и вулканогенно-осадочных пород и их значение в структурном анализе (на примерах Тянь-Шаня и Кавказа) Автореф. дисс..... канд. геол-мин. наук. М.: МГУ, 1988. 16 с.

Галкин В.А. Роль флюидов в формировании деформационных структурных парагенезов // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1993. № 5. с. 59-70

Галловей У. Е. Схема процесса морфологического и структурного развития дельтовых осадочных систем // Дельты – модели для изучения. Под ред. М. Бруссарда. М.: Недра, 1979. С. 18-31.

Галушкин Ю.И. Математическое моделирование термической эволюции осадочных бассейнов и условий реализации их углеводородного потенциала. Автореф. дисс. ... доктора геол.-мин. наук. М.: ВНИИ Геосистем. 1998. 50 с.

Гарагаш И.А. Фазовые переходы как возможный источник колебательных движений литосферы // Докл. АН СССР. 1984. Т.279. №5. С. 1069-1073.

Гарагаш И.А., Николаевский В.Н. Неассоциированные законы течения и локализация пластической деформации // Успехи механики. 1989. Т.12. Вып.1. С. 131-183.

Гарагаш И.А., Николаевский В.Н., Шацилов В.И. Глубинные аномалии коровых напряжений в зоне подсолевых месторождений углеводородов Северного Прикаспия // Докл. РАН. 1994. Т.338. №3. С. 383-386.

Гарецкий Р. Г., Клушин С. В. Листрические разрывы в Припятском прогибе // Геотектоника. 1989. № 1. С. 48-60.

Гарецкий Р.Г. Кластические дайки // Известия АН СССР. Сер. геол. 1956. № 3. С.81-103.

Гарецкий Р.Г. Унаследованные дислокации платформенного чехла периферии Мугоджар. Тр. Геол. инст. АН СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1962. Вып. 60. 300 с.

Гарецкий Р.Г., Каженов В.Я., Николаев В.Г. Сравнительный анализ истории тектонического развития Припятского, Центрально-Североморского и Байкальского грабенов // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1988. Т. 63. Вып. 1. С. 5-12.

Гарецкий Р.Г., Нагорный М.А. Классификация синеклиз древних платформ // Геотектоника, 1987. №2. С. 46-53.

Гарьковец В.Г. К новому этапу развития концепции литогенного рудообразования (Тянь-Шань) // Сов. геология, 1988. № 11. С. 104-108.

Геоисторический и геодинамический анализ осадочных бассейнов. М.: МПР РФ, ЦРГЦ, Геокарт, МГУ, 1999. 524 с.

Геологическая карта СССР. М-б 1:1 000 000 (нов. сер.). Объяс. записка. Лист P-46, 47 – Байкит. Под ред. Е.К. Ковригиной. Л: ВСЕГЕИ, 1981. 199 с.

Геологическая карта СССР. М-б 1:1000000 (нов. сер.). Объяснительная записка. Лист 0-46, (47) – Красноярск. Под ред. Е.К. Ковригиной, Н.С. Подгорной. Л: ВСЕГЕИ, 1976. 166 с.

Геологические явления в сейсмических волновых полях и прогноз неантиклинальных ловушек. Атлас временных разрезов. Под ред. Гогоненкова Г.Н. и др. М.: ЦГЭ, 1991. 124 с.

Геологический словарь. М.: Недра, 1973. Т. 1. 486 с.; Т. 2. 456 с.

Геология нефти и газа Сибирской платформы. Под. ред. А.Э.Конторовича, В.С.Суркова, А.А.Трофимука. М.: Недра, 1981. 552 с.

Геохимия кремнезема. Под ред. Н.М. Страхова. М.: Наука, 1966.

Германов А.И. Геохимические и гидродинамические условия возникновения эпигенетической урановой минерализации в нефте- водоносных горизонтах // Геохимия. 1961. № 2. С. 99-109.

Германов А.И. Уран в природных водах. В кн: Основные черты геохимии урана. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 290-337.

Гидрогеология СССР. Т. 12. Азербайджанская СССР. М.: Недра, 1968. 408 с.

Гидрогеология. Под ред. М.С. Шестокова и В.М.Орлова. М.: Изд-во Московского ун-та, 1984. 217 с.

Гинсбург Г.Д., Гуревич А.Е., Резник А.Д. О причинах низких пластовых давлений на севере Сибири // Сов. геология. 1971. № 9. С. 45-58.

Гладенков Ю.Б., Кунин Н.Я., Шлезингер А.Е. Сейсмостратиграфия и ее развитие в Советском Союзе (основные направления и перспективы) // Известия АН СССР. Сер. геол. 1984. № 4. С.3-20.

Глазовский Н.Ф. Гидротермальные изменения пород в современных очагах разгрузки сероводородных и термальных рассолов // Известия АН СССР. Сер. геол. 1976. № 5. С. 129-135.

Гогоненков Г.Н., Михайлов Ю.А., Эльманович С.С., Потапьев С.В., Просняков Д.В. Сейсмостратигра-

http://jurassic.ru/

фическая модель неокома Западной Сибири // Разведочная геофизика: обзор. ВИЭМС, 1989. 46 с.

Гогоненков Г.Н., Эльманович С.С., Кирсанов В.В., Михайлов Ю.А. Методика комплексной интерпретации геолого-геофизических данных на сейсмостратиграфической основе. // Газовая промышленность СССР. Сер. геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений. Обзорная информация. Вып. 4. 1984. 46 с.

Голева Г.А. Гидрогеологические закономерности стратиформного рудообразования. Т. 1 // Подземные воды и эволюция литосферы. М.: Наука, 1985. С. 19-37.

Головин Е.А., Легошин В.П. Об эпигенетических (наложенных) процессах в осадочных породах. // Состояние и задачи советской литологии. Т. 1. М.:Наука, 1970. С. 130-147.

Голубев В.С., Шарапов В.Н. К неравновесной теории динамики метасоматоза // Кинетика и динамика геохимических процессов. Труды I семинара по кинетике и динамике геохимических процессов. М.: 1971. С. 69-89.

Гончаров М.А. Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. М.: Недра, 1979. 246 с.

Гончаров М.А. Механизм геосинклинального складкообразования. М.: Недра, 1988. 246 с.

Горюнов Ю.В., Перцов Н.В., Сумм Б.Д. Эффект Ребиндера. М.: Наука, 1966. 128 с.

Горячев А.И. Фации нижнекембрийских отложений юга Сибирской платформы. В кн: Геология и нефтегазоносность Восточной Сибири. М: Гостоптехиздат, 1959. С. 288-303.

Грачев А.Ф., Девяткин Е.В. Предрифтовый тектонический режим // Разведка и охрана недр. 1997. № 1. С. 4-10.

Грачев А.Ф., Николаев В.Г., Сеславинский К.Б. Эволюция структуры, осадконакопления и магматизма Восточно-Европейской платформы в позднем докембрии и палеозое // Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы. Материалы совещания. М.: Геоивекс, 1994. С.5-36.

Григорьев В.Н. Кембрийские молассовые формации западной окраины Сибирской платформы и ее обрамления. // Вулканогенно-осадочные и терригенные формации. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 81. М: Изд-во АН СССР, 1963. С. 374-386.

Гричук Д.В., Борисов М.В., Мельникова Г.Л. Термодинамическая модель гидротермальной системы в океанической коре: Оценка эволюции раствора // Геология рудных месторождений. 1985. № 4. С. 3-23.

Гудок Н.С. Изучение физических свойств пористых сред. М.: Недра, 1970. 208 с.

Гурвич Е.Г. Металлоносные осадки Мирового океана. М.: Научный мир, 1998. 340 с.

Гуревич А.Е. Основные черты геофлюидодинамики эволюционирующей литосферы // Подземные воды и эволюция литосферы Т 1. М.: Наука, 1985. С. 37-46.

Гурова Т.Н., Чернова Л.С., Потлова М.М. Литология и условия формирования резервуаров нефти и газа Сибирской платформы. М: Недра, 1988. 254 с.

Давиташвили Л.Ш. Эволюция условий накопления горючих ископаемых в связи с развитием органического мира. М.: Наука, 1971. 296 с.

Давсонит Белоруссии. Под ред. Р.Г.Гарецкого. Минск: Изд-во АН Белоруссии, 1995. 161 с.

Давыдченко А.Г. Миграция вещества в зонах метаморфизма. М.: Недра, 1983. 123 с.

Дахнов В.Н., Дьяконов Д.И. Термометрические исследования скважин. М.; Л.: Гостоптехиздат, 1952. 126 с.

Дворов В.И. Термальные воды Челекена и геохимические особенности их формирования. М.: Наука, 1975. 178 с.

Де Гроот С.Р., Мазур П. Неравновесная термодинамика. М.: Мир, 1964. 456 с.

Дельты – модели для изучения. Под ред. М.Бруссарда. М.: Недра, 1979. 322 с.

Деннис Г.Дж. Границы плит // Структурная геология и тектоника плит. Т. 1. М.: Мир, 1990. С. 123-129.

Джиноридзе Н.М. Геологические и физико-химические основы эксгаляционно-осадочного галогенеза // Изв. АН СССР. Серия геол. 1987. №3. С. 122-131.

Дзоценидзе Г.С. Влияние вулканизма на образование осадков. М.: Недра, 1965. 155 с.

Дзоценидзе Г.С. Роль вулканов в образовании осадочных пород и руд. М. : Недра, 1970. 344 с.

Диагенез и катагенез осадочных образований // Под ред. Г. Ларсена и Дж. Чилингара. М.: Мир, 1971. 464 с.

Добрецов Н.Л. Мантийные суперплюмы как причина главной геологической периодичности и глобальных перестроек // Докл. РАН. 1997. Т. 357. №36. С. 797–800.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Глубинная геодинамика. Новосибирск: ОИГГМ, 1994. 300 с.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Оценки глобальных процессов обмена веществом между оболочками Земли: сопоставление реальных геологических и теоретических данных // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 9. С. 1269-1279.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Применение двухслойной конвекции к структурным особенностям и геодинамике Земли // Геология и геофизика. 1993. Т. 34. №1. С. 3-18.

Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Хлестов В.В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М.: Недра, 1972. 288 с.

Добрянский Л.А., Курило М.В., Захаров Е.П. и др. Влияние процессов катагенеза и метагенеза на перераспределение ртути и полиметаллов в осадочной толще Донбасса. // Литология и полез. ископаемые. 1989. № 2 . С. 74-84.

Дриц В.А., Копорулин В.И. К постседиментационной трансформации монтмориллонита в гидрослюду // Литология и полезн. ископаемые. 1973. № 5. С. 145-148.

http://jurassic.ru/

Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: слюда, хлориты. М.: Наука, 1991. 176 с.

Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: смектиты, смешанослойные образования. М.: Наука, 1991. 206 с.

Елисеев Н.А. Метаморфизм. М.: Недра, 1963. 428 с.

Емельянов Е.М., Лисицин А.П., Тримонис Э.С. и др. Геохимия позднепайнозойских осадков Черного моря. М.: Наука, 1982. 242 с.

Ермолаев Н.П., Созинов Н.А., Котина Р.П. Механизмы концентрирования благородных металлов в терригенно-углистых отложениях. М.: Научный мир, 1999. 124 с.

Ерощев-Шак В.А. Гидротермальный субповерхностный литогенез Курило-Камчатского региона. М.: Наука, 1992. 132 с.

Ершов А.В. Методы математического моделирования осадочных бассейнов // Геоисторический и геодинамический анализ осадочных бассейнов. М.: МПР РФ, ЦРГЦ, Геокарт, МГУ, 1999. С. 175–330.

Ершов А.В. Моделирование эволюции осадочных бассейнов и деформации литосферы (на примере бассейнов Восточно-Европейской и Скифской платформ). Автореф. дисс..... канд. геол.-мин. наук. МГУ, 1997. 21с.

Жарков В.Н. Внутреннее строение Земли и планет. М.: Наука, 1983. 416 с.

Жарков М.А. Стратиграфия нижнекембрийских отложений юго-западной части Сибирской платформы // Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. Вып. 6(27). Иркутск: Вост. Сиб. изд-во, 1960. С. 5-19.

Железнова А.П., Сидоренко А.С. Палеогеографические реконструкции при поисках литологических залежей нефти и газа на северо-востоке Иркутского амфитеатра // Нефтегаз. Геол. и Геофиз. 1977. № 1. С. 10-15.

Заварзин Г.А., Карпов Г.А. , Горленко В.М. и др. Кальдерные микрооганизмы . М.: Наука, 1989. 120 с.

Зайцев Н.С. О тектонике Южной части Сибирской платформы. В кн.: Вопросы геологии Азии. Т.I. М: Изд-во АН СССР, 1954. С. 399-444.

Замараев С.М. Краевые структуры южной части Сибирской платформы. М: Наука, 1967. 246 с.

Зарайский Г.П., Балашов В.Н. О разуплотнении горных пород при нагревании // Докл. АН СССР, 1978. Т. 240, № 4. С. 926-929.

Зарицкий П.В. Конкреции и значение их изучения при решении вопросов угольной геологии и литологии. Харьков: "Вища школа", 1985. 177 с.

Зверев В.П., Поляк Б.Г. Роль геологических процессов в энергетике земной коры // Тепловой режим недр СССР. Под ред. Ф.А.Макаренко и Б.Г. Поляка. М.: Наука, 1970. С. 25-44.

Злобин В.А., Советов Ю.К. Медь, золото и радиоактивные элементы в отложениях тасеевской серии Енисейского кряжа. // Геология и геофизика. 1975. № 8. С. 148-152.

Золотов А.Н. Основные черты геологического развития южной части Сибирской платформы в позднем докембрии и нижнем кембрии. В кн.: Тектоника Сибирской платформы и смежных областей. Иркутск: Вост. Сиб. изд.-во, 1971. С. 38-52.

Золотов А.Н. Перспективы нефтегазоносности Тулунского Присаянья. В кн.: Геология и нефтегазоносность юга Восточной Сибири. М: Недра, 1969. С. 69-85.

Золотов А.Н. Тектоника и нефтегазоносность древних толщ. М.:Недра, 1982. 240 с.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1992. 180с.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т.1. 327с. Т.2. 334с.

Зорькин А.М. Роль гидросферы в процессах дегазации Земли и формирование углеводородных систем // Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1985. С. 151-152.

Зырянов Е.А. Литологические исследования позднекайнозойских отложений о-ва Фаддеевского (Новосибирские о-ва). // Изв. АН СССР. 1988. № 2. С. 8-24.

Иванов Б.В. Современное образование подушечных лав в субаэральных условиях на Карымском вулкане. М.: Наука, 1966. С. 86-95

Иванов С.Н., Коротеев В.А., Пучков В.Н., Иванов К.С. Эволюция рифтовых систем Урала. Тектонические процессы. М. Наука, 1989. С. 154-163.

Изучение и картирование зон гипергенеза. Под ред. Б.М.Михайлова. Спб. : Недра, 1995. 189 с.

Исмаил-Заде А.Д., Емельянова Е.Н. Эволюция базальтовых серий в щелочно-базальтовом комплексе Талыша // Вопросы геологической петрологии Азербайджана. Баку: Элм, 1986. С. 80-90.

Исмаил-заде А. Т., Лобковский Л. И., Наймарк Б.М. Гидродинамическая модель формирования осадочного бассейна в результате образования и последующего фазового перехода магматической линзы в верхней мантии // Геодинамика и прогноз землетрясений. (Вычислительная сейсмология. Вып. 26). М.: Наука, 1994. С. 139-155.

Казанский Ю.П., А.В. Ван, С.А. Кашик, В.С. Кусковский, Н.А. Лизалек Осадочные породы (сравнительная седиментология). Новосибирск: Наука, 1994. 202 с.

Казанский А.Ю., Метелкин Д.В., Кунгурцев Л.В. Основные результаты научно-исследовательских работ ОИГГМ СО РАН им. А.А.Трофимука по приоритетным направлениям исследований за 2000 г. Геодинамика, напряженное состояние земных недр, катастрофические процессы. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. С. 39-40.

Казьмин В.Г. Покровные базальты и рифты // Изв. ВУЗов. Геол. и разведка. 1990. № 6. С. 3-14.

http://jurassic.ru/

Казьмин В.Г. Рифтовые структуры Восточной Африки – раскол континента и зарождение океана. М. Наука, 1987. 205 с.

Каледа Г.А. К изучению закономерностей изменчивости состава пород на тектонических структурах платформенных областей // Литология и стратиграфия палеозойских и мезозойских отложений Русской и Скифской платформ. М.: Недра, 1972. С. 158-172.

Каледа Г.А. Изменчивость отложений на тектонических структурах. М.: Наука, 1985. 192 с.

Каналин В.Г., Ованесов М.Г., Шургин В.П. Нефтегазопромысловая геология и гидрогеология. М.: Недра, 1985. 247 с.

Капустин И.Н., Владимирова Т.И., Фёдоров Д.Л. и др. Гипсометрическая карта поверхности кристаллического фундамента центральной и северной частей Восточно-Европейской платформы масштаба 1:2500000. СПб.: ВСЕГЕИ, 2001.

Карасев И.П., Карасева В.И. Тектоника юга Сибирской платформы. В кн.: Геология и нефтегазоносность юга Восточной Сибири. М: Недра, 1969. С. 120-123.

Карасев О.И. Основные черты тектонического развития юга Сибирской платформы. В кн.: Тектоника Сибирской платформы и смежных областей. Иркутск: Вост. Сиб. изд.-во, 1971. С. 53-68.

Карбонатные породы. Генезис, распространение, классификация. Т. 1 и 2. Под ред. Чилингара Дж., Бисела Г., Фейрбриджа Р. М.: Мир, 1970. С. 87-100.

Карнюшина Е.Е. Типы катагенеза // Тез. Докл. 27 Международного геолю конгресса. Т.2. М.: 1984. С. 86-88.

Карнюшина Е.Е. Типы катагенеза в геосинклинальных и платформенных нефтегазоносных бассейнах // Вестник Мос. университета. Сер. 4. Геология. 1985. № 4. С. 43-51

Карогодин Ю.Н, Арментроут Д.М. Анализ основных понятий и терминов литмологии и сиквенс-стратиграфии // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 7. С. 3-11.

Карогодин Ю.Н, Ершов С.В., Сафонов В.С. и др., Приобская нефтеносная зона Западной Сибири: Системно-литмологический аспект // Под. ред. Трофимука А.А. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. 252 с.

Карогодин Ю.Н. Казаненков В.А., Рыльков С.А., Ершов С.В. Северное Приобье Западной Сибири. Геология и нефтегазоносность неокома (системно-литмологический подход). Новосибирск: Изд-во СО РАН филиал Гео, 2000. 200 с.

Карпов И.К., Киселев А.И., Летников Ф.А. Моделирование природного минералообразования на ЭВМ. М.: Недра, 1976. 256 с.

Карпова Г.В., Тесленко-ПономаренкоВ.М. Гипогенный катагенез и коллекторские свойства (на примере глубокозалегающих каменноугольных отложений Днепровско-Донецкой впадины) // Литология и полез. ископаемые 1978. № 5. С. 64-77.

Карст в земной коре: Распространение и основные типы. Новосибирск.: Изд-во. РАН, 1992. 75 с.

Карта нефтегазоносности мира. Масштаб 1:15 000 000, Объяснительная записка. М.: ВНИИ Зарубежгеология, 1994. 196 с.

Карцев А.А. Стадийность литогенеза и гидрогеологические процессы // Известия АН СССР. Сер. геол. 1982. № 2. С. 107-113.

Катагенез и нефтегазоносность. Л.: Недра, 1981. 240 с.

Кеонджян В.П. Модель химико-плотностной конвекции в мантии Земли // Физика Земли. 1980. №8. С. 3–21.

Кеонджян В.П., Монин А.С. О концентрационной конвекции в земной мантии // Докл. АН СССР. 1980. Т. 253. №1. С. 78–81.

Кепежинскас П.К. Кайнозойские вулканические серии обрамления окраинных морей. М.: Наука, 1990. 167 с.

Кепежинскас П.К., Кравченко-Бережной И.Р., Гулько Н.И. Кайнозойский шошонитовый магматизм северной Камчатки и проблема тектонической интерпретации островодужных шошонитовых серий. //Мафитовые формации зон активизации на разных этапах эволюции литосферы. М.:Наука, 1988. С. 98-112.

Кириллова Г.Л. Структура кайнозойских осадочных бассейнов зоны сочленения Восточной Азии с Тихим океаном. Владивосток. 1992. 144 с.

Кириллова. Г.Л. Принципы сиквенс-стратиграфии и их возможные приложения к изучению меловых осадочных комплексов юго-восточной России // Осадочные бассейны и их углеводородный потенциал. Разд. II. М.: Наука, 2001. С. 62-72.

Кириченко Г.И. Поздне- и послегеосинклинальные прогибы Енисейского кряжа и смежных областей байкалид // Сов. Геология. 1965. №7. С. 18-35.

Кирюхин В.А., Толстихин Н.И. Региональная гидрогеология. М.: Недра, 1987. 382 с.

Киссин И.Г. О типах гидродинамического режима в подземной гидросфере // Докл. АН СССР. 1967. Т. 175. № 5. С. 1123-1126.

Киссин И.Г., Пахомов С.И. К геохимии углекислоты в глубоких зонах подземной гидросферы // Геохимия. 1969. № 4. С. 460-471.

Киссин И.Г., Пахомов С.И. О возможности генерации углекислоты в недрах при умеренно высоких температурах // Докл. АН СССР. 1967. Т. 174. № 2. С. 451-454.

Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975. 208 с.

Кобранова В.Н. Физические свойства горных пород. М.: Гостоптехиздат, 1962. 490 с.

Коваленкер В.А., Новгородова М.И., Носик Л.П. Об окислительно-восстановительных условиях образования минералов продуктивных стадий золоторудных месторождений по данным изучения газово-

http://jurassic.ru/

жидких включений // Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1985. С. 56-59.

Ковалишин З.И. Геохимическая роль углеродсодержащих газов магматического, постмагматического и гидротермального процессов // Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1985. С. 40-41.

Козлов В.Д. Геохимический анализ характера связей магматизма и оруденения и металлогенические следствия // Современные проблемы теоретической и прикладной геохимии. Новосибирск: Наука, 1987. С. 79-85.

Козлов В.Ф., Кудрявцева Т.П., Бельская Г.Н. Закономерности распределения органических веществ в различных природных водах // Формирование водорастворенного комплекса подземных вод нефтегазоносных бассейнов. Л.: ВНИГРИ, 1977. С. 136-142.

Колман Р. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.

Колмогоров В.Г. Кинематика земной поверхности Западной Сибири по результатам инструментальных методов // Геол. и геофиз. 1997. Т. 38. № 9. С. 1538-1548.

Колодий В.В., Лушков Л.Л. Роль маломинерализованных вод в эволюции геобарических полей и образовании нефтяных и газовых месторождений // Подземные воды и эволюция литосферы. Т. 2. М.: Наука, 1985. С. 35-37.

Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.

Кондратьева И.А. Лисицин А.К., Зеленова О.И. и др. Морфология уранового оруденения на пластовых гидрогенных месторождениях // Условия образования месторождений редких и цветных металлов. М.: Наука, 1982. С. 234-245.

Кондратьева И.А. Нестерова М.В. Геолого-геохимические особенности урановых месторождений в мезозойских речных палеодолинах // Литология и полез. ископаемые. 1997. № 6. С. 577-594.

Кондратьева И.А., Зеленова О.И., Оношко И.С. и др. Месторождения, образованные пластовыми водами. В кн.: Гидрогенные месторождения урана. М. : Атомиздат, 1980. С. 152-212.

Кононов В.И. Влияние естественных и искусственных очагов тепла на формирование химического состава подземных вод. М.: Наука, 1965. 146 с.

Кононов В.И. Геохимия термальных вод областей современного вулканизма. М.: Наука, 1983. 216 с.

Кононов В.И., Ильин В.А. О состоянии и поведении воды в земных недрах в связи с процессами метаморфизма // Значение структурных особенностей воды и водных растворов для геологических интерпретаций Под ред. А.М. Блоха. Вып. 2. М.: ВИМС, 1971. С. 35-65.

Кононов В.И., Поляк Б.Г. Локальные возмущения геотемпературного поля // Тепловой режим недр СССР. Под ред. Ф.А. Макаренко и Б.Г. Поляка. М.: Наука, 1970. С. 102-113.

Кононов В.И., Поляк Б.Г. Проблема выявления ювенильной компоненты в современных гидротермальных системах // Геохимия. 1982. № 2. С. 163-177.

Конторович А.Э., Евтушенко В.М., Ивлев Н.Ф., Ларичев А.И. Закономерности накопления органического вещества на территории Сибирской платформы в докембрии и кембрии. В кн.: Литология и геохимия нефтегазоносных толщ Сибирской платформы. М: Наука, 1981. С. 19-42.

Копелиович А.В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М.: Наука, 1965. 312 с.

Копорулин В.И. Мезозойские и кайнозойские терригенные отложения Северо-Востока и Дальнего Востока. М.: Наука, 1992. 126 с.

Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Научный мир, 1997. 314 с.

Копп М.Л., Леонов Ю.Г., Аджамян Ж. Деформация запада Аравийской плиты как результат сдвиговых перемещений по Левантскому разлому // Геотектоника. 1994. №3. С. 61-76.

Кореневский С.М. К морфологии и генезису карстопроявлений солянокупольных структур. В кн.: Материалы изучения районов современного и ископаемого соленакопления. Л.: Госхимиздат, 1956. С. 368-363.

Коржинский Д.С. Теория инфильтрационной метасоматической зональности. М.: Изд-во АН СССР, 1954. 32 с.

Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1969. 111 с.

Коржинский Д.С. Теория процессов минералообразования. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 24 с.

Коржинский Д.С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 184 с.

Кориковский С.П. Контрастные модели проградно-ретроградной эволюции метаморфизма фанерозойских складчатых поясов в зонах коллизии и субдукции// Петрология. 1995. Т. 3. № 3. С. 45-63

Корнюшина Е.Е. Метасоматические явления в нефтегазоносных бассейнах // Вестн. МГУ. Серия 4. Геология. 2001. № 3. С. 15-26.

Коробов С.С. О геологическом строении одного из кепроков Прикаспия. //Докл АН СССР. 1962. Т. 146. № 4. С. 881-883.

Королев Д.Ф. Роль сульфидов железа в процессе накопления молибдена в осадочных породах восстановительной зоны // Геохимия. 1958. № 4. С.359-367.

Коротаев М.В. Осадочные бассейны в обстановке сжатия – моделирование фаз быстрого погружения. Автореф. дисс..... канд. геол.-мин. наук. МГУ, 1998. 18с.

Коссовская А.Г. Минералогия терригенного мезозойского комплекса Вилюйской впадины и Западного Верхоянья. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 204 с.

http://jurassic.ru/

Коссовская А.Г. О специфике эпигенетических изменений терригенных пород в условиях платформенной и геосинклинальной областей // Докл. АН СССР. 1960. Т. 130. № 1. С. 125-132

Коссовская А.Г. Проблемы геоминералогии // Литология в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980. С. 110-158

Коссовская А.Г., Тучкова М.И. К проблеме минерало-петрохимической классификации песчаных пород. // Литология и полез. ископаемые. 2001. № 4. С. 408-417.

Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Зоны эпигенеза в терригенном комплексе мезозойских и верхнепалеозойских отложений Западного Верхоянья // Докл. АН СССР. 1955. Т. 103. № 6. С. 1085-1088.

Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Проблема эпигенеза // Эпигенез и его минеральные индикаторы. М.: Наука, 1971. С. 9-34.

Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Минеральные индикаторы геотектонических типов регионального эпигенеза и его сопряжение с метаморфизмом на континентах и в океанах // Кристаллохимия минералов и геохимические проблемы. М.: Наука, 1975. С. 19-34.

Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Типы регионального эпигенеза и их связь с тектонической обстановкой на материках и в океанах // Геотектоника. 1976. № 2. С. 15-30

Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Характер и распределение минеральных новообразований в разрезе мезо-палеозойских отложений Западного Верхоянья // О вторичных изменениях осадочных пород. Под ред. Л.В.Пустовалова. М.: Изд-во АН СССР. 1956. С. 135-168

Коссовская А.Г., Шутов В.Д., Симанович И.М. Современное состояние и перспективы развития проблемы эпигенеза (предметаморфизма) на континентах и в океане // Литология на современном этапе развития. М.: Наука, 1981. С. 45-62 .

Костицын Ю.А. Рубидий-стронциевые изотопные исследования месторождения Мурунтау: Датирование рудных жил изохронным методом // Геохимия. 1994. № 3. С. 1308-1319.

Костицын Ю.А., Заири Н.М., Русинова О.В. Комплексные изотопно-геохимические и геохронологические исследования золоторудной минерализации в черносланцевой толще // Труды XII Всесоюз. симпоз. по стабильным изотопам в геохимии, 17-19 апр. 1989. М.: Наука, 1989. С. 207-208.

Костылева В.В., Чамов Н.П., Симанович И.М., Аникеева О.В. Этапы развития рифейских осадочных бассейнов центральной части Восточно-Европейской платформы //Литология и полез. ископаемые. 2001. №4. С. 408-417.

Костюченко С.Л., Егоркин А.В., Солодилов Л.Н. Тектоническая модель докембрия Московской синеклизы по результатам комплексных региональных исследований. //Разведка и охрана недр. 1995. № 5. С. 8-12.

Костюченко С.Л., Егоркин А.В., Солодилов Л.Н., Золотов Е.Е. Генетические типы докембрийских рифтов Мезенско-Нижневолжского дивергентного пояса Восточно-Европейской платформы по результатам глубинных исследований // Разведка и охрана недр. 1996. № 4-5. С. 46-53.

Костюченко С.Л., Солодилов Л.Н. К геологическому строению Московии: глубинная структура и тектоника. //Бюл. МОИП. Отд. геол. 1997. Т. 72. Вып. 5. С. 6-17.

Котелкин В.Д., Лобковский Л.И. Причины цикличности глобального геодинамического процесса // Докл. РАН. 1999. Т. 366. №3. С. 369-371.

Котов Н.В., Тихомиров М., Масленников А.В. Изотопный состав кислорода и углерода карбонатов кварцево-карбонатных жил золото-сереброрудных метасоматических систем (Западный Узбекистан) // Докл. РАН. 1999. Т. 366. № 3. С. 319-320.

Кочкин Г.Б. К стратиграфии докембрийских осадочно-вулканогенных отложений Енисейского кряжа // Сов. Геология. 1966. № 7. С. 3-19.

Крайнов С.Р., Швец В.М. Гидрогеохимия. Учебник для вузов. М.: Недра, 1992. 463 с.

Красильников Б.Н. О докембрийских краевых прогибах Сибири. // Геология и геофизика. 1963. № 5. С.17-34.

Краускопф К.В. Горные породы как источник металлоносных флюидов // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970. С. 11-39.

Крашенинников Г.Ф., Япаскурт О.В. Эпигенетические изменения пород северной части Ленского угленосного бассейна // Литология и полез. ископаемые. 1977. № 3. С. 53-66

Краюшкин В.А. Абиогенно-мантийный генезис нефти. Киев: Наукова Думка, 1984. 174 с.

Крейг Х. Геохимия и происхождение термальных рассолов Красного моря // Современное гидротермальное рудоотложение Под ред. Э. Дегенса, Д. Росса. М.: Мир, 1974. С. 96-140.

Кременецкий А.А., Овчинников Л.Н. Геохимия глубинных пород. М.: Наука, 1986. 263 с.

Кременецкий А.А., Овчинников Л.Н., Боревский Л.В. Геологические критерии глубинного прогнозирования по данным изучения сверхглубоких скважин // Методы и практика исследований глубинного строения недр. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. С. 97-113.

Кривошеева З.А., Злочевская Р.И., Королев В.А., Сергеев Е.М. О природе изменений состава и свойств глинистых пород в процессах литогенеза //Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1977. № 4. С. 60-73.

Кривцов А.И. Интерпретация генезиса рудных месторождений // Итоги науки и техники. Руд. месторождения. Т. 15. М.: ВИНИТИ, 1986. 88 с.

Кропоткин П.Н. Глубинное строение и деформации древних платформ в связи с вопросами нефтегазо-

http://jurassic.ru/

носности платформенного чехла // Глубинная тектоника древних платформ Северного полушария. М.: Наука, 1971. С. 321-364.

Кропоткин П.Н., Поляк Б.Г. Энергетический баланс Земли // Земная кора сейсмоопасных зон. Верхняя мантия. М.: Наука, 1973. С. 7-24.

Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика разломных зон осадочных бассейнов. Автореф. дисс..... доктора геол.-мин. наук. М.: 1990. 52 с.

Кузьмин Ю.О., Сидоров В.А. Современные движения земной коры осадочных бассейнов. М.: 1989. 183 с.

Кукал З. Скорость геологических процессов. М.: Мир, 1987. 245 с.

Кунин Н.Я, Сафонов В.С, Луценко Б.Н. Основы стратегии поисков месторождений нефти и газа (на примере Западной Сибири). Часть 1. М.: ОИФЗ РАН, 1995. 132 с.

Кунин Н.Я. Сейсмостратиграфический метод и его применение при изучении нефтегазоносных бассейнов СССР // Советская геология. 1983. №1. С.92-104.

Кунин Н.Я. Современное состояние сейсмостратиграфии и проблемы ее использования при изучении нефтегазоносности Западной Сибири // Сейсмостратиграфические исследования при поисках месторождений нефти и газа. Алма-Ата: Наука, 1988. С.139-158.

Кунин Н.Я., Волож Ю.А., Андреев А.П. Региональная структура надсолевых отложений Прикаспийской впадины. // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1977. Т.52. Вып.5. С. 70-80.

Кунин Н.Я., Иогансон Л.И., Афонский М.Н. и др. Континентальные впадины Центральной и Восточной Азии. М.: ИФЗ РАН, 1988. 168 с.

Кунин Н.Я., Косова С.С., Блохина Г.Ю. Прогнозирование неантиклинальных ловушек нефти и газа на основе сейсмостратиграфического анализа (на примере Восточного Предкавказья). М.: ВНИИОЭНГ, 1989. С. 52-68.

Кунин Н.Я., Кучерук Е.В. Сейсмостратиграфия в решении проблем поисков и разведки месторождений нефти и газа. Итоги науки и техники. ВИНИТИ. Месторожд.горюч.-полезн.ископаемых. Вып. 13. 1984. 198 с.

Куренков С.А. Геодинамическая конвергенция палеоспрединга // Геотектоника. 1996. № 1. С. 12-21.

Курносов В.Б. Гидротермальные изменения базальтов в Тихом океане и металлоносные отложения (по материалам глубоководного бурения). М.: Наука, 1986. 252 с.

Кутырев Э.И., Михайлов Б.М., Ляхницкий Ю.С. Карстовые месторождения. Л.:Недра, 1989. 308 с.

Кухлинг Х. Справочник по физике. М.: Мир, 1982. 520 с.

Кучерук Е.В., Ушаков С.А. Рифтогенез и нефтегазоносность осадочных бассейнов // Тектоника плит и полезные ископаемые. М.: Изд-во МГУ, 1985. С. 89-105.

Кэри С., Сигурдсон Х. Модель вулканогенной седиментации в окраинных бассейнах. В кн.: Вулканические и связанные с ними осадочные и тектонические процессы в современных и древних осадочных бассейнах. М.: Мир, 1987. С. 65-101.

Лаврушин Ю.А. Строение и формирование осадочных морен материковых оледенений. М.: 1976. 237 с.

Лаврушко И.П. Принципиальные факторы формирования крупных месторождений нефти и газа // Сов. Геология. 1988. № 11. С. 13-21.

Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Теоретическая физика. Т. 4. Гидродинамика. М. : Наука, 1986. 736 с.

Лапинская Т.А., Попова Л.П., Постников А.В., Яковлев Д.О. Кристаллический фундамент Волго-Уральской провинции и его роль в формировании осадочного чехла // Критерии прогноза нефтегазоносности древних платформ. М.: ИГиРГИ, 1987. С. 63-67.

Лебедев Б.А. Геохимия эпигенетических процессов в осадочных бассейнах. Л.: Недра, 1992. 238 с.

Лебедев М.В., Мельников П.Н. Условия формирования песчаных пластов венда Непско-Ботуобинской антеклизы // Советская геология. 1988. № 9. С. 28-36.

Леви К.Г., Аржанников А.В., Буддо В.Ю., и др. Современная геодинамика Байкальского рифта // Разведка и охрана недр. 1997. № 1. С. 10-20.

Леви К.Г., Бабушкин С.М., Бадардинов А.А. и др. Активная тектоника Байкала // Геол. и геофиз. 1995. Т. 36. № 10. С. 154-163.

Леонов М.Г. Внутренняя подвижность фундамента и тектоника активизированных платформ // Геотектоника. 1993. № 5. С. 16-33.

Леонов М.Г. Постумная реидная тектоника континентального фундамента // Геотектоника. 1997. №3. С.3-19.

Леонов М.Г., Зыков Д.С., Колодяжный С.Ю. О признаках тектонического течения горных масс фундамента в постледниковое время (Северо-Карельская зона Балтийского щита) // Геотектоника. 1998. № 3. С. 71-79.

Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Сомин М.Л. О тектонической подвижности кристаллических пород фундамента в ядрах антиклинальных структур Северного Прионежья (Балтийский щит) // Геотектоника. 1996. №1. С. 3-11.

Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Сомин М.Л. Структуры пластического течения в отложениях протоплатформенного чехла Карельского массива (Балтийский щит) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1995. Т. 70. Вып. 3. С. 20-32.

Леонов Ю.Г. Глобальные орогенические события: орогенные периоды и эпохи тектогенеза // Проблемы глобальной корреляции геологических явлений. Тр. ГИН. Вып. 340. М.: Наука, 1980. С. 33-71.

Леонов Ю.Г. Континентальный рифтогенез: современные представления проблемы и решения // Геотектоника. 2001. № 2. С. 5-18.

Леонов Ю.Г. Напряжения в литосфере и внутриплитная тектоника // Геотектоника. 1995а. №6. С. 3-21.

http://jurassic.ru/

Леонов Ю.Г. Новейшая активизация и альпийский орогенез // Геотектоника. 1972. №2. С. 3-18.

Леонов Ю.Г. Платформенная тектоника в свете представлений о тектонической расслоенности земной коры // Геотектоника. 1991. №6. С. 3-20.

Леонов Ю.Г. Рифт и рифтогенез: о некоторых дискуссионных вопросах // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 296-298.

Леонов Ю.Г. Строение литосферы в отраженных волнах // Геотектоника. 1994. №4. С. 85-88.

Леонов Ю.Г. Тектоническая подвижность коры платформ на разных глубинных уровнях // Геотектоника. 1997. №4. С. 3-23.

Леонов Ю.Г. Тектоническая природа девонского орогенеза. М.: Недра, 1976. С. 45-78.

Леонов Ю.Г. Тектонические критерии интерпретации сейсмически отражающих горизонтов в нижней коре континентов // Геотектоника. 1993. № 5. С. 4-15.

Леонов Ю.Г. Учение о платформах Н.С.Шатского и современные подходы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1995б. №6. С.16-24.

Летников Ф.А. Флюидизация литосферы подвижных поясов // Современная динамика литосферы континентов: Подвижные пояса. Под ред. Н.А. Логачева и В.С. Хромовских. М.: Недра, 1995. С. 257-274.

Летников Ф.П., Карпов И.К., Киселев Ю.В. и др. Флюидный режим земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1977. 185 с.

Либовиц Г. Разрушение. Т.2. Математические основы теории разрушения. М.: Мир, 1975. 764 с.

Лидер М.Р. Седиментология. Процессы и продукты. М.: Мир, 1986. 439с.

Лизалек Н.А., Филатов В.Ф. Геология и генезис алюминитов Сибири // Советская геология. 1986. № 3. С. 41-49.

Липаева А.В., Каледа К.Г. Трубообразные и полосчатые текстуры высокожелезистых пород // Литология и полез. ископаемые. 1992. № 1. С. 106-118.

Лисицин А.К. Гидрогеохимия рудообразования (на примере экзогенных эпигенетических урановых руд). М.: 1975. 248 с.

Лисицин А.К., Кондратьева И.А., Комарова Г.В. О методах генетической интерпретации эпигенетических изменений осдаочных пород // Литология и полез. ископаемые. 1969. № 3. С. 89-101

Лисицын А.П. Биокосная система океанских гидротерм (поступление эндогенного вещества) // Биогеохимия океана. М.: Наука, 1983. С. 60-72.

Лисицын А.П. Вклад эндогенного вещества в океанскую седиментацию // Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981. С. 20-45.

Лисицын А.П. Гидротермальные системы Мирового океана – поставка эндогенного вещества // Гидротермальные системы и осадочные формации срединных океанических хребтов Атлантики М.: Наука, 1993. С. 147-245.

Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988. 309 с.

Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.

Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.

Лисицын А.П. Процессы терригенной седиментации в морях и океанах. М.: Наука, 1991. 271 с.

Лисицын А.П. Скорости современного и древнего осадконакопления в океанах // Океанология. 1971. № 6.

Литогенез и рудообразование. Под ред. В.Н.Холодова. М.: Наука, 1989. 269 с.

Литогеодинамика и минерагения осадочных бассейнов. Под ред. А.Д.Щеглова. С.Пб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. 480 с.

Лихачева Э.А., Тимофеев Д.А., Жидков М.П. и др. Город – экосистема. М.: Медиа-ПРЕСС, 1997. 336 с.

Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 251с.

Лобковский Л.И. Эволюция мегаокеанов, глобальные трансгрессии и нелинейная геодинамика // Геология и минеральные ресурсы Мирового океана. С.Пб.: ВНИИокеангеология, 1995. С. 125–140.

Лобковский Л.И., Исмаил-Заде А.Т., Наймарк Б.М., Никишин А.М., Клутинг С. Механизм погружения земной коры и образования осадочных бассейнов //Докл. РАН. 1993. Т. 330. №2. С. 256–260.

Лобковский Л.И., Котелкин В.Д. Двухъярусная термохимическая конвекция в мантии и ее геодинамические следствия // Проблемы глобальной геодинамики. М.: ГЕОС, 2000. С. 29–53.

Лобковский Л.И., Котелкин В.Д. Численное моделирование глобальной эволюции Земли на протяжении 4 млрд лет в рамках термохимической модели мантийной конвекции. Материалы совещания Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. Т. 1. М.: ГЕОС, 2003. С. 352–357.

Лобковский Л.И., Хаин В.Е. Некоторые особенности строения и развития пассивных окраин и рифтовых зон континентов и их возможное объяснение // Геотектоника. 1989. № 6. С. 28-39.

Логвиненко Н.В. К геохимии диагенеза // Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд. М.: Наука. 1983. С. 203-206

Логвиненко Н.В. Литология и палеогеография продуктивной толщи донецкого карбона. Харьков: Изд-во Харьк. Ун-та, 1953. 315 с.

Логвиненко Н.В. Петрография осадочных пород (с основами методики исследования): Учебник для студентов геол. спец. вузов. М.: Высш. шк., 1984. 416 с.

Логвиненко Н.В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л.: Наука, 1968. 92 с.

Логвиненко Н.В., Грамберг И.С. Введение в геохимию эндогенных процессов. С.Пб.: Изд-во СПбГУ, 1997. 132 с.

http://jurassic.ru/

Логвиненко Н.В., Орлова Л.В. Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане. Л.: Недра, 1987. 235 с.

Логвиненко Н.В., Шванов В.Н. К характеристике границы между осадочными и метаморфическими породами // Изв. АН СССР. Сер. Геологическая. № 3. 1973. С. 36-45

Лукьянов А.В., Лукьянова В.Т. Стресс-метаморфизм в мезозойско-кайнозойских породах Средней Азии // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1982. Т. 57. № 3. С. 122.

Лукьянова В.Т. Зональность катогенеза мезозойских и кайнозойских осадочных толщ Средней Азии и факторы преобразования пород // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1978. Т. 53. № 1. С. 115-129.

Лукьянова В.Т. Катагенез в орогенных областях. М.: Товарищество научных изданий КМК ЛТД, 1995. 168 с.

Лукьянова В.Т., Голубева Н.П., Халезов А.Б. Каолинит и диккит в мезозойских впадинах Урало-Тургайской области // Литология и полез. ископаемые. 1982. № 3. С. 66-79.

Любимова Е.А., Любошиц В.М., Парфенюк О.И. Численные модели тепловых полей Земли. М.: Наука, 1983. 125 с.

Лялько В.И. Тепломассоперенос в литосфере. Киев: Наукова Думка, 1985. 270 с.

Ляшкевич З.М. Эволюция магматизма в коровых рифтах. Кристаллическая кора в пространстве и времени. Докл. сов. геол. на 28 сессии МГК. 1989. С. 157-166.

Мазор Ю.Р., Матвеев А.К. Изменения углей и вмещающих их пород // Литология и полез. ископаемые. 1974. № 6. С. 68-80

Макаренко Ф.А., Ильин В.А., Кононов В.И., Поляк Б.Г. Физическая модель подземной гидросферы. Труды XXIV сесси Междунар. геол. конгр. М.: Наука, 1972. С. 15-24.

Макдональд Г. Вулканы. М.: Мир, 1975. 423 с.

Македонов А.В. Конкреции глинистых пород // Фациальные типы глинистых пород. Л.: Недра, 1973. С. 96-132.

Максимов В.М., Бабушкин В.Д., Веригин Н.Н. и др. Справочное руководство гидрогеолога. Под ред. В.М. Максимова. Т. 1. Л.: Недра, 1979. 512 с.

Максимова С.В. Биогенные силициты – показатели глубинной активности разломов // Бюл. МОИП Отд. геол. 1978. Т. 53. Вып. 6. С. 151-161.

Максимович Г.А., Быков В.Н. Карст карбонатных нефтегазоносных коллекторов. Пермь: Изд-во Пермского ун-та, 1978. 96 с.

Малеев Е.Ф. Закономерности формирования вулканогенно-осадочного материала. М.: 1982. 151с.

Малич Н.С., Гринсон А.С., Туганова Е.В., Чернышев Н.М. Рифтогенез Сибирской платформы // Тектонические процессы. М.: Наука, 1989. С. 184-193.

Малкин Б.В., Шеменда А.И. О механизме континентального рифтогнеза // Геотектоника. 1989. № 5. С. 24-37.

Мамырин Б.А., Толстихин И.Н. Изотопы гелия в природе. М.: Энергоиздат, 1981. 582 с.

Мандельбаум М.М., Нилов В.А., Поспеев В.И., Холин Б.И. Структурные и изопахические карты и схемы Иркутского амфитеатра // Геология и нефтегазоносность юга Восточной Сибири. М.: Недра, 1969. С. 314-331.

Маракушев А.А. Петрология метаморфических горных пород. М.: Изд-во МГУ, 1973. 322 с.

Маргулис Л.С. Геологическая природа сейсмических отражающих границ // Известия АН СССР. Сер.геол. 1988. № 9. С. 110-118.

Марчук Г.И. Методы вычислительной математики. М.: Наука, 1989. 608с.

Маслов А.В. Осадочные комплексы в разрезах рифтогенных структур. Екатеринбург: Изд-во ин-та геол. и геохим. УрО РАН, 1994. 162 с.

Матвеева Э.С., Толстихин И.Н., Якуцени В.П. Изотопно-гелиевый критерий происхождения газов и выявления зон неотектогенеза (на примере Кавказа) // Геохимия. 1978. № 3. С. 307-317.

Матусевич В.М. Геохимия подземных вод Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна. М.: Недра, 1976. 157 с.

Махлаев В.Г. Условия осадконакопления в верхнефаменском бассейне Русской платформы. М.: Наука, 1964. 236 с.

Махнач А.А. Галкатагенез – специфическая совокупность наложенных постдиагенетических процессов // Известия АН.СССР. Сер. геол. 1981. № 10 . С. 141-145.

Махнач А.А. К вопросу об объеме и содержании стадии катагенеза // Литология и полез. ископаемые. 1991. № 2. С. 138-142.

Махнач А.А. Катагенез и подземные воды. Минск: Наука и техника, 1989. 335 с.

Махнач А.А. О глобальном развитии галогенной катагенетической минерализации осадочных пород под эвапоритовыми формациями // Литология и полез. ископаемые. 1982. № 3. С. 59-65.

Махнач А.А. Постседиментационные изменения межсолевых девонских отложений Припятского прогиба. Минск: Наука и техника, 1980. 195 с.

Машковцев Г.А., Ткаченко И.И., Щеточкин В.Н. и др. Морфология и состав термальных эпигенетических новообразований на гидрогенном месторождении урана // Известия АН СССР. Сер. геол. 1979. № 12. С. 169-131.

Мегакомплексы и глубинная структура земной коры нефтегазоносных провинций Сибирской платформы. Под ред В.С.Суркова. М.: Недра, 1987. 204 с.

Международный тектонический словарь. Вводный выпуск. Под ред. Дж. Деннис, Г. Муравски, К. Вебера. М.: Мир, 1982. 141 с.

Мельников Н.В. Стратиграфические несогласия в разрезе венда Катангской седловины // Геология и геофизика. 1994. №4. С. 27-35.

Мельников Н.В. Корреляция венда и верхов рифея смежных районов Байкитской антеклизы и Енисейского

http://jurassic.ru/

кряжа Сибирской платформы. В кн.: Геология и проблемы поисков новых крупных месторождений нефти и газа в Сибири. Результат работ по межведомственной региональной научной программе "Поиск" за 1994 г. Ч. I. Новосибирск: Изд-во СНИИГГиМС, 1996. С. 36-42.

Мельников Н.В., Килина Л.И. Литология и условия формирования вендских и кембрийских отложений в южной половине Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции // Литология и геохимия нефтегазоносных толщ Сибирской платформы. М.: Наука, 1981. С. 51-66.

Мельников Н.В., Шемин Г.Г., Ефимов А.О. Палеогеография Сибирской платформы в венде. В кн.: Палеогеография фанерозоя Сибири. Новосибирск: Изд-во СНИИГГиМС, 1989. С. 3-10.

Методы изучения осадочных пород. Том 1. Под ред. Н.М.Страхова, Г.И.Бушинского, Л.В.Пустовалова, А.В.Хабакова, И.В.Хворовой. М.: Гос. научн-тех. изд-во литературы по геологии и охране недр, 1957. 611 с.

Милановский Е.Е. Геология СССР. М.: Изд-во МГУ, 1987. 416 с.

Милановский Е.Е. Основные типы рифтовых зон материков // Вестн. МГУ. Геол. №2. 1970. С. 3-24.

Милановский Е.Е. Основные черты строения и формирования рифтовой системы Восточной Африки и Аравии // Вестн. МГУ. Геол. №1. 1969. С. 3-21.

Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 280 с.

Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли (рифтогенез на древних платформах). М.: Недра, 1983. 280 с.

Миллер Ю.В. Тектоно-метаморфические циклы. Л.: Наука, 1982. 160 с.

Милло Ж. Геология глин (выветривание, седиментология, геохимия). Л.: Недра, 1968. 359 с.

Минерагения осадочных бассейнов континентов и периконтинентальных областей. М.: Изд-во Мин. прир. рес. РФ, 1998. 590 с.

Минералогическая энциклопедия. Под ред. К.Фрея. Л.: Недра, 1985. 512 с.

Минский Н.А. Закономерности формирования поясов оптимальных коллекторов. М.: Недра, 1979. 398 с.

Мирлин Е.Г. Раздвижение литосферных плит и рифтогенез. М.: Наука, 1985. 248 с.

Мирлин Е.Г., Зорина Ю.Г. Раскрытие океанских и окраинных спрединговых бассейнов: сравнительный анализ // Геотектоника. 1992. № 1. С. 21-33.

Мироненко В.А., Румынин В.Г., Учаев В.К. Охрана подземных вод в горнодобывающих районах. (Опыт гидрогеологических исследований). Л.: Недра, 1980. 320 с.

Миронов А.Г., Ножкин А.Д. Золото и радиоактивные элементы в рифейских вулканогенных породах и продуктах их метаморфизма (Енисейский кряж). Новосибирск: Наука, 1978. 253 с.

Могаровский В.В. О возможном гидротермально-вадозном происхождении целестиновых месторождений Южно-Таджикской депрессии // Литология и полез. ископаемые. 1964. № 3. С. 77-88.

Монин А.С., Сеидов Д.Г., Сорохтин О.Г., Сорохтин Ю.О. Численное моделирование мантийной конвекции // Докл. АН СССР. 1987а. Т. 294. №1. С. 58–63.

Монин А.С., Сеидов Д.Г., Сорохтин О.Г., Сорохтин Ю.О. Численные эксперименты по формам мантийной конвекции // Докл. АН СССР. 1987б. Т. 295. № 5. С. 1080–1083.

Моралев В.М., Балуев А.С., Глуховский М.З., Ларин Н.В., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н. Структурное положение проявлений среднепалеозойского магматизма на Восточно-Европейской платформе // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1998. № 2. С. 16-27.

Моссаковский А.А., Пущаровский Ю.М., Руженцев С.В. Крупнейшая асимметрия Земли // Геотектоника. 1998. №5. С. 3-18.

Мудров А.Е. Численные методы для ПЭВМ на языках Бейсик, Фортран и Паскаль. Томск: МП Раско, 1991. 272 с.

Муравьев В.И. Минеральные парагенезы глауконито-кремнистых формаций. М.: Наука, 1983. 208 с.

Муравьев В.И. Постседиментационные изменения глинистых минералов мезозойских продуктивных пластов Кенкияка и Акжара // Литология и полез. ископаемые. 1974. № 5. С. 130-140.

Муравьев В.И., Цеховский Ю.Г., Каледа К.Г. и др. Процессы окремнения в палеогеновых песчаниках Восточно-Европейской платформы. // Литология и полез. ископаемые. 1997 . № 2. С. 150-162.

Муравьев В.И., Цеховский Ю.Г., Каледа К.Г., Бабушкин Д.А. Минеральные парагенезы и генезис хоперского горизонта (палеоцен, Восточно-Европейская платформа) // Бюл. МОИП. Отдел. геол. 1996. Т. 71. Вып. 6. С. 79-90

Мурдмаа И.О. Фации океанов. М.: Наука, 1980. 302 с.

Мухин П.А., Каримов Х.К., Савчук Ю.С. Палеозойская геодинамика Кызылкумов. Ташкент: Фан, 1991. 148 с.

Мясников В.П., Фадеев В.Е. Гидродинамические модели эволюции планет земной группы. М.: ВИНИТИ, 1980. 207с.

Набоко С.И. Металлоносность современных гидротерм в области тектоно-магматической активности. М.: Наука, 1980, 198 с.

Набоко С.И., Главатских С.Ф. Постэруптивный метасоматоз и рудообразование. М.: Наука, 1983. 166 с.

Наговицин К.Е. Микрофоссилии и стратиграфия верхнего рифея юго-западной части Сибирской платформы. // Автореф. дисс..... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИгиГ СО АН, 2001. 18 с.

Наливкин Д.В. Учение о фациях. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 265 с.

Нарсеев В.А., Яновский В.М. Геохимия золота: от В.И. Вернадского до наших дней // Сов. геология. 1988. № 5. С. 13-17.

http://jurassic.ru/

Натальин Б.А., Черныш С.Г. Типы и история деформаций осадочного выполнения и фундамента Среднеамурской впадины // Тихоокеанская геология. 1992. № 6. С. 43-61.

Неволин Н.В. Глубинная структура Прикаспийской впадины // Геотектоника. 1978. № 12. С. 192-199.

Недумов Р.И. Геохимические признаки изменения газового режима наддонных вод Восточного Паратетиса в позднемайкопское время.// Экосистемные перестройки и эволюция биосферы. Под. ред. Розонова А.Ю., Семихатова М.А. М.: Недра, 1994. С. 312-317.

Некрасов Е.М. Зарубежные эндогенные месторождения золота. М.: Недра, 1988. 286 с.

Непско-Ботуобинская антеклиза – новая перспективная область добычи нефти и газа на востоке СССР. Под ред. А.Э.Конторовича, В.С.Суркова, А.А.Трофимука. Новосибирск: Наука, 1986. 243 с.

Неручев С.Г., Бекетов В.М. Эволюция условий формирования сланценосных отложений, богатых сапропелевым органическим веществом // Эволюция осадочного рудообразования в истории Земли. М.: Наука, 1984. С. 114-123.

Неручев С.Г., Трофимук А.А., Рагозина Е.А. Основные этапы и количественная сторона генерации и эмиграции углеводородов из материнских пород // Генерация углеводородов в процессе литогенеза осадков. Новосибирск: Наука, 1976. С. 45-67.

Нефтегазоносные бассейны и регионы Сибири. Вып.5. Тунгусский бассейн. Под. ред. А.Э.Конторовича. Новосибирск: ОИГГиМ СО РАН, 1994 в. 91 с.

Нефтегазоносные бассейны и регионы Сибири. Вып. 6. Байкитский район. Под. ред. А.Э.Конторовича. Новосибирск: ОИГГиМ СО РАН, 1994 б. 52 с.

Нефтегазоносные бассейны и регионы Сибири. Вып.7. Непско-Ботуобинский регион. Под ред. А.Э.Конторовича. Новосибирск: ОИГГиМ СО РАН, 1994а. 75 с.

Никишин А.М. Тектонические обстановки, внутриплитные и окраинноплитные процессы. М.: Изд-во МГУ, 2002. 366 с.

Никишин А.М., Ершов А.В., Копаевич Л.Ф., и др. Геоисторический и геодинамический анализ осадочных бассейнов. М.: 1999. 524 с.

Никишин А.М., Хаин В.Е., Лобковский Л.И. Схема глобальной эволюции Земли // Докл. РАН. 1992. Т. 323. № 3. С. 519-522.

Николаев В.Г. Внутриплитные и межплитные рифтовые структуры // Внутриплитные явления в земной коре. М.: Наука, 1988. С. 103-118.

Никольский И.Л. Геология ртутных месторождений Донецкого бассейнов. Сталино: Изд-во Донецкого Индустриального ин-та, 1959. 87 с.

Никольский И.Л., Добрянский А.М., Корчемагин В.А. К вопросу об источниках и путях миграции ртути // Геологический журнал. 1970. Т. 3. № 3. С. 91-100.

Ножкин А.Д., Туркина О.М. Неопротерозойские сотроводужные комплексы и модель формирования аккреционного пояса Восточного Саяна // Тектоника и металлогения Центральной и Северо-Восточной Азии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2002. С. 111-112.

О вторичных изменениях осадочных пород. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 5. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 210 с.

Обстановки осадконакопления и фации. Под ред. Х. Рединга. М.: Мир, 1990. Т.I – 351 с., Т.II – 360 с.

Обуэн Ж. На поиски критериев орогенических подразделений. XXVII Междунар. геол. конгр. Докл. сов. геологов. Т. 7. Тектоника. М.: Наука, 1984. С. 15-19.

Овчинников А.М. Гидрогеохимия. М.: Недра, 1970. 200 с.

Овчинников Л.Н. Геодинамические аспекты рудообразования // Сов. геология. 1985. № 1. С. 7-16.

Огильви Н.А. Вопросы теории геотемпературных полей в приложении к геотермическим методам разведки подземных вод // Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1959. С. 53-85.

Огильви Н.А. Геотемпературное поле как один из факторов формирования подземных вод // Тез. Докл. на I Всесоюз. совещ. по геотерм. Исслед. в СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1956. С. 19-22.

Оллиер К. Тектоника и рельеф. М.: Недра, 1984. 460 с.

Омото Х., Рай Р.О. Изотопный состав водорода и кислорода флюидных включений в минералах из месторождений Куроко, Япония // Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир, 1977. С. 449-463.

Омото Х., Рай Р.О. Изотопы серы и углерода // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. Под ред. Х.Л. Барнса. М.: Мир, 1982. С. 200-237.

Отрешко А.И. Типы кепроков и перспективы сероносности солянокупольных структур // Геология и полезные ископаемые соленосных толщ. Киев: Наукова Думка, 1974. С. 196-204.

Павлов Д.И. Магнетитовое рудообразование при участии экзогенных хлоридных вод. М.: Наука, 1975а. 245 с.

Павлов Д.И. Экзогенные хлоридные воды и эндогенное рудообразование. М.: Недра, 1975б. 101 с.

Павлов Д.И., Галямов А.А. Геологическое соотношение стратиформного свинцово-цинкового оруденения и нефтепродуцирующих толщ (на примере Южного Верхоянья) // Литология и полез. ископаемые. 1988. № 3. С. 89-100.

Павлов Д.И., Карцев А.А. Зоны катагенной разгрузки подземных вод нефтегазоносных бассейнов и осадочный рудогенез // Геология рудных месторождений. 1995. Т. 37. № 2. С. 150-162.

Павлов Д.И., Постельников Е.С. К вопросу об источнике рудного вещества Ангаро-Питского бассейна осадочных руд железа // Литология и полез. ископаемые. 1980. № 6. С. 3-23.

http://jurassic.ru/

Пампура В.Д. Геохимия гидротермальных систем областей современного вулканизма. Новосибирск: Наука, 1985. 152 с.

Пампура В.Д. Минералообразование в гидротермальных системах. (Физические и физико-химические условия). М.: Наука, 1977. 204 с.

Пампура В.Д., Хлебникова А.А. Условия концентрирования золота в гидротермальных системах областей современного вулканизма // Современные проблемы теоретической и прикладной геохимии. Новосибирск: Наука, 1987. С. 79-85.

Парагенезис металлов и нефти в осадочных толщах нефтегазоносных бассейнов. М.: Недра, 1990. 267 с.

Пейве А.В., Зоненшайн Л.П., Книппер А.Л., Марков М.С., Моссаковский А.А., Перфильев А.С., Пущаровский Ю.М., Федоровский В.С., Штрейс Н.А., Яншин А.Л. Тектоника Северной Евразии. (Объяснительная записка к тектонической карте Северной Евразии масштаба 1:5000000). М.: Наука, 1980. 222 с.

Пейве А.В., Книппер А.Л., Марков М.С. и др. Закономерности формирования континентальной коры в фанерозое // XXVII Междунар. геол. конгр.: Докл. сов. геологов. Т. 7. Тектоника. М.: Наука, 1984. С. 3-9.

Перельман А.И. Геохимия ландшафта. М.: Высшая Школа, 1975. 342 с.

Перельман А.И. Геохимия эпигенетического процесса (зона гипергенеза) М.: Недра, 1968. 331 с.

Перельман А.И. Геохимия. М.: Высшая школа, 1979. 422 с.

Перельман А.М. Изучая геохимию (О методологии науки). М.: Наука, 1987. 152 с.

Перозио Г.Н. Эпигенез терригенных осадочных пород юры и мела центральной и юго-восточной частей Западно-Сибирской низменности. М.: Недра, 1971. 160 с.

Перродон А. Формирование и размещение месторождений нефти и газа. М.: Недра, 1991. 359 с.

Перфильев А.С., Херасков Н.П. Диабазовые комплексы и проблема тектонической расслоенности океанической коры // Тектоническая расслоенность литосферы. Тр. ГИН АН СССР; Вып. 343. М.: Наука, 1980. С. 64-101.

Перчук Л.Л. Термодинамический аспект полиметаморфизма // Метаморфическая зональность и метаморфические комплексы. М.: Наука, 1983. С. 21-37.

Петтиджон Ф.Дж. Осадочные породы. М.: Недра, 1981. 751 с.

Пинклер Е.В. Внутриземные воды // Современная динамика литосферы континентов. Подвижные пояса. М.: Недра, 1995. С. 275-288.

Пиннекер Е.В. Гидрогеодинамический режим глубоких горизонтов // Основы гидрогеологии. Гидрогеодинамика. Новосибирск: Наука, 1983. С. 163-167.

Пиннекер Е.В. Основные гипотезы формирования состава концентрированных рассолов // Основы гидрогеологии. Гидрогеохимия. Новосибирск: Наука, 1982. С. 202-205.

Пиннекер Е.В. Проблемы региональной гидрогеологии. Закономерности распространения и формирования подземных вод. М.: Наука, 1977. 196 с.

Пиннекер Е.В., Писарский Б.И., Шварцев С.Л. и др. Основы гидрогеологии. Геологическая деятельность и история воды в земных недрах. Новосибирск: Наука, 1982. 239 с.

Писарчик Я.К. Ангидрит и гипс // Справочник по литологии. М.: Недра, 1983. С. 226-231.

Писарчик Я.К. Гипсы и ангидриты В кн.: Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Т.2. Л.: Гостоптехиздат, 1958. С. 321- 343

Писарчик Я.К. Литология и фации кембрийских отложений Иркутского амфитеатра в связи с нефтегазоносностью и соленосностью. Л.: Гостоптехиздат, 1963. 346 с.

Писарчик Я.К. Литолого-геохимические преобразования галогенно-карбонатных формаций в зоне гипергенеза // Литология и полезн. ископаемые. 1975. № 3. С. 105-120.

Писарчик Я.К., Минаева М.А., Русецкая Г.А. Палеогеография Сибирской платформы в кембрии. Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 215. Л.: Недра, 1975. 195 с.

Плюснина И.И. Метаморфические реакции низкотемпературного кремнезема в земной коре. М.: Изд-во МГУ, 1983. 225 с.

Подземные воды и эволюция литосферы. Материалы Всесоюзной конференции. Т. II. М.: Наука, 1985. 162 с.

Покровский Б.Г. Происхождение флюидов, участвующих в преобразовании глубинных пород, в свете изотопных данных // Дегазация Земли и геотектоника. М.: Наука, 1985. С. 62-63.

Поляк Б.Г. Тепломассопоток из мантии в главных структурах земной коры. М.: Наука, 1988. 192 с.

Поляк Б.Г., Кропоткин П.Н., Макаренко Ф.А. Основные проблемы геоэнергетики. Энергетика геологических и геофизических процессов. Тр. МОИП. Отд. геол. Т. 46. М.: Наука, 1972. С. 7-26.

Поляк Б.Г., Толстихин И.Н., Якуцени В.П. Изотопный состав гелия и тепловой поток – геохимический и геофизический аспекты тектогенеза // Там же, 1979. № 5. С. 3-23.

Поляк Р.Я., Никитин Р.А. О дикките в песчаниках визейских нефтегазоносных отложений Днепрово-Донецкой впадины // Литология и полез. ископаемые 1982. № 3. С. 114-115

Попов А.И., Гольдштейн Р.И. Гидрогеологическая зональность водонапорных систем как рудообразующий фактор покровных формаций // Докл. АН СССР. 1967. № 6. С. 238-240.

Попов В.И., Тихомиров С.В., Макарова С.Д., Филиппов А.А. Ритмостратиграфические (циклостратиграфические) и литостратиграфические подразделения. Ташкент: Фан, 1979. 112 с.

Порфирьев В.Б., Клочко В.П. Геологические аспекты нефтегазоносности фундамента (на примере Запад-

http://jurassic.ru/

ной Сибири). Особенности глубинного строения земной коры и теоретические обоснования неорганического генезиса нефти. Киев: Наукова Думка, 1982. С. 5-156.

Посохов Е.В. Ионный состав природных вод: генезис и эволюция. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. 256 с.

Поспелов Г.Л. Геологические предпосылки к физике рудоконтролирующих флюидопроводников // Геология и геофизика. 1963. № 4. С. 24-41.

Поспелов Г.Л., Каушанская П.И. Стадии развития и типы бестрещинного жилкообразования // Геология и геофизика. 1962. № 9. С. 41-47.

Постельников Е.С. Байкальский орогенез (на примере Енисейского кряжа). М.: Наука, 1973. 126 с.

Постельников Е.С. О строении, возрасте и стратиграфической корреляции чингасанской серии позднего докембрия Енисейского кряжа // Бюлл. МОИП Отд. геол. 1971. Т. 46. Вып. 5. С. 54-65.

Постников А.В. Раннепротерозойские метаморфические комплексы фундамента восточной части Русской плиты. Фундамент и промежуточный комплекс древних и молодых платформ СССР. Тр. МИНХ и ГП им. И.М. Губкина. Вып. 161. М.: 1982. С. 36-47.

Прасолов Э.М. Изотопная геохимия и происхождение природных газов. Л.: Недра, 1990. 284 с.

Предтеченский А.А. Древнее поднятие Южной Сибири. (К вопросу о "древнем темени Азии"). Материалы по региональной геологии. Тр. СНИИГ ГиМС. Вып. 13. Новосибирск: Гостоптехиздат, 1960. С. 65-78.

Пригожин И. Введение в термодинамику необратимых процессов. М.: Изд-во иностр. лит., 1960. 128 с.

Проценко В.Ф. Золоторудный минерагенез в черносланцевых толщах Западного Узбекистана // Зап. Узб. отд. ВМО. Вып. 40. 1987. С. 21-30.

Прошляков Б.К. Зависимость коллекторских свойств от глубины залегания и литологических свойств пород // Геология нефти и газа. 1960. № 12. С. 24-29.

Пустовалов Л.В. Петрография осадочных пород. М.; Л.: Гос. науч.-тех. изд-во нефт. и горно-топливн. литры, 1940. Ч. I. 476 с.; Ч. II. 420 с.

Пустовалов Л.В.Вторичные изменения осадочных горных пород и их геологическое значение // О вторичных изменениях осадочных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1956. С. 3-53.

Пути детализации стратиграфических схем и палеогеографических реконструкций. М.: ГЕОС, 2001. 278 с.

Пущаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента коры. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 234. М.: Наука, 1972. 22 с.

Пущаровский Ю.М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 28. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 155 с.

Пэк А.А., Павлов Д.И. О механизме образования железорудных месторождений ангаро-илимского типа. (Гипотеза тепловой мобилизации пластовых рассолов региональным трапповым силлом) // Эндогенные рудные месторождения. М.: Недра, 1980. С. 130-155.

Пятилетов В.Г. Микрофоссилии позднего докембрия Учуро-Майского района. В кн.: Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Венд и рифей. Новосибирск: Изд-во ИгиГ СО АН СССР, 1988. С. 47-94.

Пятилетов В.Г., Карлова Г.А. Микрофитологическая характеристика чистяковской свиты тасеевской серии Енисейского кряжа. В кн.: Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя Средней Сибири. Новосибирск: Изд-во ИгиГ СО АН СССР, 1983. С. 95-99.

Рабкин Ф.С., Абилгалиев М.Ж., Акаева Ф.Х., Конышева Т.А. О природе структурной инверсии полей пластовых давлений в подсолевых отложениях Прикаспийской впадины // Известия АН КазССР. Серия геологическая. 1990. № 1. С. 9-16.

Разваляев А.В. Эндогенные режимы, предшествующие рифтогенезу // Геотектоника. 1979. № 6. С. 32-41.

Разумова В.Н. Древние коры выветривания и гидротермальный процесс. М.: Наука, 1977. 155 с.

Рассказов С.В. Логачев Н.А., Иванов А.В. Корреляция позднекайнозойских тектонических и магматических событий в Байкальской рифтовой системе с событиями на юго-востоке Евразийской плиты // Геотектоника. 1998. № 4. С. 25-40.

Рахманов Р.Р. Грязевые вулканы и их значение в прогнозировании газо-нефтеносности. М.: Недра, 1987. 173 с.

Ребиндер П.А. Физико-химическая механика как новая область знания // Вестн. АН СССР. 1957. № 10. С. 32-42.

Ревердатто В.В. Фации контактового метаморфизма. М.: Недра, 1970. 271с.

Ревердатто В.В., Полянский О.П., Ананьев В.А. Модельные оценки палеотемператур и метаморфизм погружения при рифтинге // Докл. РАН. 1992. Т. 323. № 5. С. 921-924.

Ревердатто В.В., Шепелев В.С. Геодинамические факторы метаморфизма и их моделирование: обзор и анализ проблемы // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 12. С. 1679-1692.

Рейнек Г.Э., Сингх И.Б. Обстановки терригенного осадконакопления. М.: Недра, 1981. 438 с.

Ритман А. Вулканы и их деятельность. М.: Мир, 1964. 438 с.

Рихтер Я.А. Эволюция Прикаспийской впадины // Недра Поволжья и Прикаспия. Вып. 2. 1997. С. 3-9.

Розин А.А. , Сердюк З.Я. Преобразования состава подземных вод и пород Западной Сибири под воздействием глубинного углекислого газа. // Литология и полез. ископаемые. 1970. № 4. С. 102-113.

http://jurassic.ru/

Роль сдвиговой тектоники в структуре литосфер Земли и планет земной группы. Под ред. П.С. Воронова. СПб.: Наука, 1997. 591 с.

Романкевич Е.А. Геохимия органического вещества в океане. М.: Наука, 1977. 256с.

Романкевич Е.А., Бобылева Н.В. Органический углерод в верхнем слое донных осадков океана // Докл. АН СССР. 1990. Т. 313. № 5. С. 1232-1237.

Романовский С.И. Седиментологические основы литологии. Л.: Недра, 1977. 408 с.

Ронкина З.З., Бро Е.Т., Войцеховская А.Г., Колокольцева Е.П., Вишневская Т.Н. Эпигенез пермско-мезозойских пород севера Сибирской платформы // Геология и нефтегазоносность мезозойских прогибов Севера Сибирской платформы. Л.: Недра, 1977. С. 18-29

Ронов А.Б. Глобальный баланс углерода в неогее // Геохимия. 1982. № 7. С. 920-932.

Ронов А.Б. О корреляции массы рассеянного органического вещества и запасов нефти в осадочной оболочке Земли // Геохимия. 1985. № 8. С. 1090 - 1109.

Ронов А.Б. Осадочная оболочка Земли. М.: Наука, 1980. 78 с.

Ронов А.Б. Химический состав и условия формирования палеозойских карбонатных толщ Русской платформы (по данным литолого-геохимических карт) // Типы доломитовых пород и их генезис. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 265-289.

Ронов А.Б., Ярошевский А.А. Химическое строение земной коры // Геохимия. 1967. № 11. С. 1285-1309.

Руженцев С.В. Сдвиги Юго-Восточного Памира. Разломы и горизонтальные движения земной коры. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 80. 1963. С. 113-127.

Руженцев С.В., Соколов С.Д., Юркова Р.М. Тектоническое брекчирование и связанные с ним вторичные изменения пород меланократового фундамента: Корякское нагорье // Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981. С. 171-172.

Рундквист Д.В., Соболев П.О., Ряховский В.М. Отражение активности различных типов разломов Байкальской рифтовой зоны в сейсмичности // Докл. РАН. 1999. Т. 36. №6. С. 823-825.

Рустамов Р.И., Рзаев М.А. Геологические и геотермические особенности перспективных нефтеносных горизонтов Евлах-Агджабединского прогиба // Азерб. нефт. хоз-во. 1983. № 2. С. 23-29.

Рухин Л.Б. О некоторых закономерностях эпигенеза // Вопросы минералогии осадочных образований. Кн. 3, 4. Львов: Изд-во Львовского ун-та, 1956. С. 426-451.

Рухин Л.Б. Основы литологии. Л.: Недра, 1969. 703 с.

Рухин Л.Б. Основы литологии. Л.-М.: Гостоптехиздат, 1953. 672 с.

Рыков В.В., Трубицын В.П. Трехмерная модель мантийной конвекции с движущимися континентами // Вычислительная сейсмология. 1995. Т. 27. С. 21–41.

Савельев А.А. Ультрабазит-базитовые формации в структуре древних платформ и их складчатого обрамления. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 452. М.: Наука, 1990. 196 с.

Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 242 с.

Савицкий В.О., Хведчук И.И. Новые принципы стратификации осадочного чехла морских акваторий // Тихоокеанская геология. 1986. № 3. С. 31-36.

Самойлов В.С., Ярмолюк В.В. Континентальный рифтогенез: типизация, магматизм, геодинамика // Геотектоника. 1992. № 1. С. 3-23.

Самойлов О.Я. Структура водных растворов электролитов и гидратация ионов. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 182 с.

Самсонов В.В. Иркутский нефтегазоносный бассейн: условия нефтегазообразования и принципы диагностики генерационных комплексов. Иркутск: Вост. Сиб. кн. изд.-во, 1975. 194 с.

Сапожников Д.Г. О стадиях осадочного породообразования // Изв. АН СССР.Сер. геол. 1955. № 2. С. 44-57.

Сафронова А.А. О роли воды в формировании карбонатной муки // Подземные воды и эволюция литосферы. Т. 2. М.: Наука, 1985. С. 132-134.

Сейсмическая стратиграфия. Т.1, 2. М.: Мир, 1982. 846 с.

Селли Р.К. Введение в седиментологию. М.: Недра, 1981. 370 с.

Семейкина Л.К. Литолого-петрографическая характеристика конгломератов ушаковской и мотской свит Западного и Юго-Западного Прибайкалья и Восточного Саяна // Геология и золотоносность конгломератов рифея и венда южного обрамления Иркутского амфитеатра. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд.-во, 1972. С. 56-74.

Семихатов М.А. К стратиграфии алданского яруса нижнего кембрия Канско-Ангарской впадины // Докл. АН СССР. 1957. Т. 115. № 6. С. 1181-1184.

Семихатов М.А. Рифей и нижний кембрий Енисейского кряжа. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 68. М.: Наука, 1962. 242 с.

Семихатов М.А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М.: Наука, 1974. 298 с.

Семихатов М.А., Трапезников Ю.А. Юго-западная граница Сибирской платформы в венде и раннем докембрии // Геотектоника. 1965. № 4. С. 36-54.

Сердюк З.Я., Ошина С.М., Запивалов Н.П. и др. Об особенностях преобразований континентальных отложений юры Западной Сибири под воздействием глубинных факторов // Континентальный литогенез. Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1976. С. 123-134.

Сердюк З.Я., Розин А.А. Образование гидрохимических и минералогических аномалий в Западно-Сибирской плите под воздействием глубинного углекислого газа

http://jurassic.ru/

// Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири. Вып. 4. Томск.: Изд-во Томского университета, 1969. С. 28-36.

Сердюк З.Я., Эренбург Б.Г. О составе вторичных карбонатов, развитых в трещинах и порах фундамента и осадочного чехла Обь-Иртышского междуречья // Литология и геохимия мезозойских отложений Сибири. Труды СНИИИГГИМС. Вып. 149. Новосибирск: 1972. С. 87-91.

Силантьев С.А., Мироненко М.В., Базылев Б.А., Семенов Ю.В. Метаморфизм, связанный с гидротермальными системами срединно-океанических хребтов: опыт термодинамического моделирования // Геохимия. 1992. № 7. С. 1015-1033.

Силин-Бекчурин А.И. Динамика подземных вод (с основами гидравлики). М.: Изд-во МГУ, 1965. 380 с.

Симаков К.В. Введение в теорию геологического времени. Магадан: СВНЦ ДВО РАН. 1999. 556 с.

Симанович И.М. Кварц песчаных пород. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 314. М.: Наука, 1978. 152 с.

Симанович И.М. Минералогия и петрография рифейских отложений Московского грабена // Литология и полез. ископаемые. 2000. № 5. С. 25-37.

Ситтер Л.У. Структурная геология. М.: Иностранная литература, 1960. 473 с.

Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер Кордильерского типа. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1997. 182 с.

Скрипченко Н.С. Фациально-генетическая модель Pb, Zn, Ba ритмично-слоистых месторождений во флишоидах // Минеральные месторождения. М.: Наука, 1976. С. 20-33.

Слащева Л.И., Шамес П.И., Кузнецова Е.А. Элементы палеогеографии и литологии золотоносных древнепалеозойских конгломератов Восточного Присаянья // Палеогеографические условия формирования месторождений полезных ископаемых на юге Сибирской платформы. Иркутск: Вост.-Сиб. изд-во, 1971. С. 117-130.

Словарь общегеографических терминов. Т. II. М.: Прогресс, 1978. 394 с.

Смирнов А.А. Условия формирования, переформирования, разрушения и поисковые критерии экзогенных месторождений с сульфидно-урановой минерализацией. М.: ВСЕГИНГЕО, 1973. 53 с.

Смирнов В.И. Колчеданное месторождение // Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Наука, 1968. С. 586-648.

Смирнов С.И. Введение в изучение геохимической истории подземных вод. М.: Недра, 1974. 264 с.

Смирнов С.И. Происхождение солености подземных вод седиментационных бассейнов. М.: Недра, 1971. 216 с.

Смирнов Я.Б. Тепловое поле территории СССР (Пояснительная записка к картам теплового потока и глубинных температур в масштабе 1:10000000). М.: Гл. упр. геодезии и картографии при СМ СССР, 1980. 150 с.

Соборнов К.О., Хацкель М.Л. Геодинамическая эволюция Донецкого складчатого сооружения // Изв. АН СССР. Серия геол. 1991. № 9. С. 154-158.

Советов Ю.К. Верхнедокембрийские песчаники юго-запада Сибирской платформы. Тр.ИгиГ СО АН ССР. Вып. 298. Новосибирск: Наука, 1977. 294 с.

Советов Ю.К. Вендский периферийный форландовый бассейн Сибирской платформы – этапы аккреции Палеопангеи // Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия. Материалы научного совещания, 4-6 июня 2001 г. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2001. С. 254-258.

Советов Ю.К. Вендское оледенение Сибирского кратона // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков. Материалы Всероссийской научной конференции, посвященной 10-летию Российского фонда фундаментальных исследований (1-4 октября 2002). Иркутск: ИЗК РАН, 2002. С. 122-124.

Советов Ю.К. История осадконакопления в вендском форландовом бассейне Сибирской платформы: глобальные и региональные факторы // Тектоника и металлогения Центральной и Северо-Восточной Азии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2002. С.130-131.

Советов Ю.К. Сопоставление геодинамического развития Сибирского и Восточно-Европейского кратонов в венде по данным анализа форландовых бассейнов // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков. Материалы Всероссийской научной конференции, посвященной 10-летию Российского фонда фундаментальных исследований (1-4 октября 2002). Иркутск: ИЗК РАН, 2002. С. 120-121.

Советов Ю.К. Позднерифейский рифтогенез и байкальский цикл геодинамического развития Сибирской платформы // Рифей Северной Евразии. Геология, общие проблемы стратиграфии. Екатеринбург: ИГГ Уро РАН, 1997. С. 223-230.

Советов Ю.К., Акульшина Е.П., Ивановская А.В., Писарева Г.М. Строение разреза, состав и условия накопления отложений юдомского комплекса на юго-востоке Енисейского кряжа // Литолого-геохимические исследования палеозойских и докембрийских отложений Сибири. Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1975. С. 82-102.

Советов Ю.К., Благовидов В.В. Геодинамика юго-западной части Сибирской платформы в венде // Геологическое развитие протерозойских перикратонных и палеоокеанических структур Северной Евразии. С.Пб.: ТЕМА, 1999. С. 166-168.

Советов Ю.К., Благовидов В.В. Седиментологическая структура и обстановки осадконакопления вендской молассы (Енисейский кряж) // Закономерности строения осадочных толщ. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 1998. С. 242-247.

http://jurassic.ru/

Советов Ю.К., Благовидов В.В., Чигвинцева Л.А. Форландовые бассейны байкалид Сибирской платформы. В кн.: Тектоника осадочных бассейнов Северной Евразии. К 100-летию со дня рождения Н.С.Шатского. Тез.докл. М.: ГИН АН СССР, 1995. С.166-168.

Советов Ю.К., Благовидов В.В., Чигвинцева Л.А. Байкальский цикл геодинамического развития юго-западной окраины Сибирской платформы // Российский фонд фундаментальных исследований в Сибирском регионе (земная кора и мантия). Т.I. Иркутск: ИЗК РАН, 1995. С. 76-77.

Советов Ю.К., Благовидов В.В., Чигвинцева Л.А. Стратиграфия и фации вендских отложений на Енисейском кряже и в прилегающих районах Сибирской платформы // Геология и проблемы поисков новых крупных месторождений нефти и газа в Сибири. Результаты работ по межведомственной региональной научной программе "Поиск" за 1994 г. Ч. I. Новосибирск: Изд-во СНИИГГиМС, 1996. С. 44-48.

Созанский В.И. Геология и генезис соленосных образований. Киев: Наукова Думка, 1973. 167 с.

Созинов Н.А., Горбачев О.В. Углеродистые формации и их эволюция в истории Земли // Эволюция осадочного рудообразования в истории Земли. М.: Наука, 1984. С. 214-221.

Созинов Н.А., Сидоренко С.А. Высокоуглеродистые отложения докембрия // Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981. С. 198-204.

Соколов А.С. Геологические закономерности образования и размещения месторождений серы и ее взаимоотношение с сернистыми углеводородам. // Литология на новом этапе развития геологических знаний. М.: Наука, 1981. С. 176-182.

Соколов А.С. Состояние и основные проблемы геологических исследований по самородной сере. М.: Наука, 1969. С. 5-22.

Соколов Б.А. Автоколебательная модель нефтеобразования // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1990. № 5. С. 3-16

Соколов Б.А. Стадии развития осадочных бассейнов и их нефтегазоносность // Осадочные бассейны и их нефтегазоносность. М.: Наука, 1975. С. 14-20.

Соколов Б.А. Эволюционно-динамические критерии оценки нефтегазоносности недр. М.: Недра, 1985. 168 с.

Соколов Б.А., Баженова О.К., Витухина М.И., Егоров В.А. Новые данные по геологии и нефтегазоносности внутренних частей Русской плиты // История нефти в осадочных бассейнах. М.: Интерпринт, 1994. С. 169-186.

Соколов Б.А., Конюхов А.И. Тектоническая литология // Геология и геохимия горючих ископаемых. М.: Вниизарубежгеология, 1995. С. 120-128.

Соколов Б.А., Старостин В.И. Флюидодинамические системы рудо- и нефтеобразования // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1998. № 5. С. 8-13.

Соколов Б.А., Холодов В.Н. Флюидогенез и флюидодинамика осадочных бассейнов – новое направление геологии // Отеч. геология. 1993. № 6. С. 3-24.

Соколов Б.А., Япаскурт О.В. Нефтегазоносность западной периферии Верхоянского складчатого сооружения и сопряжённой окраины Сибирской платформы // Геология нефти и газа. 1982. № 6. С. 10-15.

Соколов Б.А., Япаскурт О.В. Катагенез пород и нефтегазоносность западной окраины Верхоянского миогеосинклинального осадочного бассейна // Осадочные бассейны и их нефтегазоносность. Под ред. Н.Б.Вассоевича и П.П.Тимофеева. М.: Наука, 1983. С. 226-237.

Соколов Д.С. Основные условия развития карста. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 319 с.

Сондерс А.Д., Тарни Дж. Геохимические характеристики базальтового вулканизма в задуговых бассейнах // Вулканические и связанные с ними осадочные и тектонические процессы в современных и древних осадочных бассейнах. М.: Мир, 1987. С. 120-130.

Сороков Д.С., Ронкина З.З., Бро Е.Г., Войцеховская А.Г., Колокольцева Е.Г. Эпигенез пород и органического вещества и его роль в прогнозе нефтегазоносности пермско-мезозойских прогибов Сибирской платформы // Литология и геохимия нефтегазоносных толщ Сибирской платформы. М.: Наука, 1981. С. 197-201.

Сорохтин О.Г. Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 184 с.

Сорохтин О.Г. Энергетический баланс Земли // Тектоника литосферных плит (источники энергии тектонических процессов и динамика плит). М.: Наука, 1977. С. 57-66.

Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Развитие Земли. М.: Изд-во МГУ, 2002. 560 с.

Сорохтин О.Г.,Ушаков С.А. Глобальная эволюция Земли. М.: Изд-во МГУ, 1991. 446с.

Спижарский Т.Н. Обзорные тектонические карты СССР. Л.: Недра, 1973. 240 с.

Спижарский Т.Н., Булина Л.В., Мошкин В.И. Сибирская платформа // Геологическое строение СССР. Т. 2. Тектоника. М.: Недра, 1958. С. 469-569.

Справочник по литологии. Под ред. Н.Б.Вассоевича и др. М.: Недра, 1983. 509 с.

Справочное руководство по петрографии осадочных пород. Под ред. Л.Б.Рухина. Том второй. Л.: Гос. науч-тех. изд-во. нефтяной и горно-топливной литературы, 1958. 519 с.

Станкевич Е.Ф., Баталин Ю.В., Старосуд А.Н. и др. Давсонит в СССР и перспективы его промышленного освоения // Бокситы и другие руды алюминиевой промышленности. М.: Наука, 1988. С. 160-169.

Стариков Л.Е., Богданова В.Н., Корнеев В.М. Перспективы нефтегазоносности терригенного комплекса Катангской седловины // Геология месторождений нефти и газа Сибирской платфйормы. Новосибирск: Изд-во СНИИГГиМС, 1984. С. 39-44.

http://jurassic.ru/

Степанов В.П., Богатов В.И., Докучаева Н.А. Вулканотектонические структуры Татарии – новый объект поисков месторождений нефти // Геология нефти и газа. 1982. № 2. С. 36-42.

Столяров А.С. Соленовские отложения нижнего олигоцена Предкавказья, Волго-Дона и Мангышлака (центральная часть Восточного Паратетиса). Сообщение 2. Фациально-палеогеографические условия осадконакопления // Литология и полезн. ископаемые. 1999. № 4. С. 420-431.

Страхов Н.М. Две схемы современного глобального литогенеза и их методология // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1977. № 8. С. 5-20.

Страхов Н.М. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли. Тр. Института геологических наук. Вып. 73. М.: Изд-во АН СССР, 1947. 267 с.

Страхов Н.М. К вопросу о типах литогенеза в океанском секторе Земли // Литология и полезн. ископаемые. 1976а. № 6. С. 3-30.

Страхов Н.М. К вопросу об общей теории осадочного процесса // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1950. № 4. С. 103-146.

Страхов Н.М. К познанию закономерностей и механизма морской седиментации. 1. Черное море // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1947. № 2. С. 49 - 90.

Страхов Н.М. О значении сероводородного заражения наддонной воды бассейна для аутигенного минералообразования в его осадках (на примере Черного моря) // Современные осадки морей и океанов. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 521-548.

Страхов Н.М. О значении сероводородных бассейнов как областей отложения битуминозных и "нефтепроизводящих" свит // Известия АН СССР. Сер. геол. 1937. № 5. С. 893-917.

Страхов Н.М. О сравнительно-литологическом направлении и его ближайших задачах // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1945. Т. 20. № 3/4. С. 34-48

Страхов Н.М. Основы исторической геологии. М.-Л.: Госгеолиздат, 1948. 252 с.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1960 – 1962. Т.1 – 3. 212 с., 574 с., 550 с.

Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 299 с.

Страхов Н.М. Развитие литогенетических идей в России и СССР. М.: Наука, 1971. 622 с.

Страхов Н.М. Стадии образования осадочных пород и задачи их изучения // Методы изучения осадочных пород . Т. 1. М.: Госгеолтехиздат, 1957. С. 7 -28.

Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолиздат, 1963. 535 с.

Страхов Н.М., Логвиненко Н.В. О стадиях осадочного породообразования и их наименовании// Докл. АН СССР. 1959. Т. 125. № 2. С. 389–392.

Суворов А.И. Главные разломы Казахстана и Средней Азии // Разломы и горизонтальные движения земной коры. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 80. 1963. С. 173-237.

Судовиков Н.Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Л.: Изд-во ЛГУ, 1964. 550 с.

Сулимов И.Н. Присаяно-Енисейский догерцинский краевой прогиб. Л.: Недра, 1970. 244 с.

Сурков В.С., Казаков А.М., Девятов В.П., Смирнов Л.В. Нижне-среднетриасовый рифтогенный комплекс Западно-Сибирского бассейна // Отечественная геология. № 3. 1997. С. 31-37

Сурков В.С., Трофимук А.А., Жеро О.Г. и др., Мегакомплексы и глубинная структура земной коры Западно-Сибирской плиты. М.: Недра, 1986. 149 с.

Таусон Л.В. Геохимия техногенных процессов // Современные проблемы геохимии техногенеза. М.: Наука, 1990. С. 3-13.

Тейлор Г.П. Изотопы кислорода в минералах гидротермальных месторождений стадии // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970. С. 100-128.

Тейлор Г.П. Изотопы кислорода и водорода в гидротермальных рудных месторождениях // Геохимия гидротермальных рудных месторождений Под ред. Х.Л. Барнса. М.: Мир, 1982. С. 200-237.

Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.

Тектоника нефтегазоносных областей юга Сибирской платформы. М.: Недра, 1982. 92 с.

Теодорович Г.И. Аутигенные минералы осадочных пород. М.: Гостоптехиздат. 1958. 572 с.

Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика: геологические приложения физики сплошных сред. Части 1 и 2. М.: Мир, 1985. 736с.

Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М.: Изд-во иностр. лит., 1961. 223 с.

Тимофеев П.П. Аспекты развития учения об осадочных формациях (к теории формационного анализа) // Литология и полез. ископаемые. 1994. № 6. С. 3-22.

Тимофеев П.П. Основные проблемы современной литологии и задачи Межведомственного литологического комитета // Литология и полез. ископаемые. 1978. № 6. С. 3-15.

Тимофеев П.П. Проблемы литологии // Вестн. АН СССР. 1984. № 9. С. 69-77.

Тимофеев П.П. Юрская угленосная формация Южной Сибири и условия её образования. М.: Наука, 1970. 324 с.

Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И. Постседиментационные изменения органического вещества в зависимости от литологических типов пород и фациальных условий их накопления // Органическое вещество современных и ископаемых осадков. М.: Наука, 1970. С. 169-189

Тимофеев П.П., Зверев В.П. Гидрогеохимические среды современного седименто- и литогенеза // Литология и полез. ископаемые. 1991. № 2. С. 76-89.

http://jurassic.ru/

Тимофеев П.П., Коссовская А.Г.,, Шутов В.Д., Боголюбова Л.И., Дриц В.А. Новое в учении о стадиях осадочного породообразования // Литология и полез. ископаемые. 1974. № 3. С. 58-82.

Тимофеев П.П., Щербаков А.В., Ильин В.А. Энергетика осадочного процесса. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 418. М.: Наука, 1989. 208 с.

Трапезников Ю.А. Структурные формы поверхности фундамента Сибирской платформы // Глубинная тектоника древних платформ Северного полушария. М.: Наука, 1971. С. 249-291.

Трифонов В.Г. Грабенообразные структуры Северного Прибалхашья и их происхождение. В кн.: Разломы и горизонтальные движения земной коры. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 80. 1963. С. 238-274.

Троцюк В.Я., Марина М.М. Органический углерод в отложениях Мирового океана. М.: Наука, 1988. 175с.

Трубицын В.П, Рыков В.В. Мантийная конвекция с плавающими континентами // Глобальные проблемы геодинамики. М.: ГЕОС, 2000. С. 7-28.

Трубицын В.П. Механизм, формирующий лик Земли и управляющий глобальными геологическими процессами // Наука и технология в России. 1997. №3. С. 1-4.

Тыщенко Л.Ф. Региональные корреляции отложений мотской свиты в Иркутском амфитеатре // Проблемные вопросы литостратиграфии. Новосибирск: Наука, 1980. С. 149-158.

Тыщенко Л.Ф. Анализ палеоморфоструктурных и фациальных особенностей терригенного комплекса Иркутского НГБ для повышения эффективности нефтегазопоисковых работ. // Практические результаты и перспективные направления палеогеоморфологических исследований в нефтегазоносных районах СССР. М.: ВНИГНИ, 1987.С. 140-146.

Уайз Д. Эволюция континентальных окраин, относительной высоты стояния континентов и объемов континентов и океанов // Геология континентальных окраин. Под ред. К. Берка и Ч.Дрейка. М.: Мир, 1978. С. 51-67

Уилсон Дж.Л. Карбонатные фации в геологической истории. Пер. с англ. М.: Недра, 1980. 462 с.

Ушатинский И.Н., Бабицын П.К., Киселев Ф.П. О дикките и накрите в отложениях мезозоя Западной Сибири // Докл. АН СССР. 1973. Т. 209. № 3. С. 673-679.

Файзуллин М.Ш. Значение третьего комплекса микрофоссилий для биостратиграфии венд-кембрийских отложений Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1996. № 11. С. 33-40.

Файф У., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре. М.: Мир, 1981. 436 с.

Файф У., Тернер Ф., Ферхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации. М.: Изд-во иностр. лит., 1962. 414 с.

Фербридж Р.У. Фазы диагенеза и аутигенное минералообразование // Диагенез и катагенез осадочных образований. Под ред. Г.Ларсена и Дж. В. Чилингара М.: Мир. 1971. С. 27-91.

Ферри Дж.М. Использование степени протекания реакции для количественной оценки взаимодействия флюид–порода в процессах метаморфизма и гидротермального изменения // Взаимодействие флюид-порода при метаморфизме. Под Ред. Дж. Уолтера и Б. Вуда. М.: Мир, 1989. С. 76-108.

Ферсман А.Е. Геохимия России. Вып.1. Петербург: Научное химико-техническое изд-во, 1922. 214 с.

Ферсман А.Е. Очерки по минералогии и геохимии. 2-е издание. М.: Наука, 1977. 191 с.

Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (Петрофизика). Справочник геофизика. Под ред. Н.Б.Дортман. М.: Недра, 1984. 455с.

Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.

Френкель Я.И. Кинетическая теория жидкостей. Т.3 М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1959. 460с.

Фридингер П.Дж., Ревердатто В.В., Полянский О.П. Метаморфизм погружающихся осадков в рифтогенных структурах земной коры // Геология и геофизика. 1991. № 9. С. 81-90.

Фролов В.Т. Литология. Книга 1. Изд-во МГУ, 1992. 336 с.

Фролов В.Т. Циклы и циклиты – атрибуты геологических процессов и формаций // Вестник Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1998. № 2. С. 3-11

Фролов Н.М. Факторы, определяющие качество термометрической информации по скважинам // Геотермические исследования и использование тепла Земли. М.: Наука, 1966. С. 150-154.

Хаин В.Е. Основные этапы тектоно-магматического развития Кавказа: опыт геодинамической интерпретации // Геотектоника. 1975. № 1. С. 13-27.

Хаин В.Е. Региональная геотектоника: Альпийский Средиземноморский пояс. М.: Недра, 1984. 344 с.

Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 606 с.

Хаин В.Е., Божко Н.А. Историческая геотектоника. Докембрий. М.: Недра, 1988. 382с.

Хаин В.Е., Волобуев М.И., Воробьев И.В., Ицков А.И., Синельников Д.В. Основные этапы тектонического развития Енисейского кряжа в докембрии и раннем палеозое // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1967. №5. С. 70-9

Хаин В.Е., Лобковский Л.И. Условия проявления остаточной мантийной сейсмичности Альпийского пояса Евразии // Геотектоника. 1994. №3. С. 12–20.

Хаин В.Е., Рудаков С.Г. Байкальская складчатость Н.С.Шатского и байкальская эра тектогенеза // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1995. Т.3. № 6. С. 25-32

Хаин В.Е., Соколов Б.А. Роль флюидодинамики в развитии нефтегазоносных бассейнов // История нефти в осадочных бассейнах. М.: Интерпринт, 1994. С. 133-146.

http://jurassic.ru/

Халезов А.Б. Минерально-геохимическая зональность Долматовского месторождения урана (Зауралье) // Литология и полез. ископаемые. 1997. С. 595-604.

Хворова И.В. Вулканизм и осадкообразование // Литология в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980. С. 9-55.

Хворова И.В. Океанский тип седиментогенеза и его специфика (сравнительный анализ седиментогенеза на океанских и континентальных плитах) Сообщение 1. Основные черты седиментогенеза в эпиконтинентальных морях мезозоя и кайнозоя // Литология и полезн. ископаемые. 1994. № 6. С. 23 – 38.

Хворова И.В. Океанский тип седиментогенеза и его специфика (сравнительный анализ седиментогенеза на океанских и континентальных прлитах) Сообщение 2. Особенности седиментации в океанах // Литология и полезн. ископаемые. 1995. № 1. С. 3-15.

Хворова И.В. Океанский тип седиментогенеза и его специфика (сравнительный анализ седиментогенеза на океанских и континентальных прлитах) Сообщение 3. Океанский тип седиментогенеза // Литология и полезн. ископаемые. 1995. № 2. С. 115 - 124.

Хворова И.В. Седиментация вулканогенного обломочного материала // Геосинклинальная и океанская седиментация и вулканизм. М.: Наука, 1984. С. 37-55.

Хитаров Н.И. Вопосы формирования гидротермальных растворов. Тр. Лаб. вулканологии АН СССР. Вып. 19. 1961. С. 34-44.

Хитаров Н.И. Задачи исследований в районах современного вулканизма в связи с вопросами глубинного рудообразования. Тр. Лаб. вулканологии АН СССР. Вып. 13. 1958. С. 179-185.

Ходьков А.Е. О происхождении замещенных зон на Верхнекамском месторождении. // Материалы изучения районов современного и ископаемого соленакопления. Л.: Госхимиздат, 1956. С. 314-338.

Холодов В. Н. Новое в познании катагенеза. Сообщение 1. Инфильтрационный и гравитационно-рассольный катагенез // Литология и полез. ископаемые. 1982а. № 3. С. 3-22.

Холодов В.Н. Новое в познании катагенеза. Сообщение 2. Элизионный литогенез // Литология и полез. ископаемые. 1982б. № 5. С. 15-42.

Холодов В.Н. К проблеме генезиса полезных ископаемых элизионных впадин. Сообщение 1. Южно-Каспийский элизионный бассейн // Литология и полез. ископаемые. 1990. № 6 .С. 3-26.

Холодов В.Н. К проблеме генезиса полезных ископаемых. Сообщение 2. Челекен-Боядагская гидротермальная система // Литология и полез. ископаемые. 1991. № 2. С. 104-124.

Холодов В.Н. Модель элизионной рудообразующей системы и некоторые проблемы гидротермально-осадочного рудогенеза // Редкометально-урановое рудообразование в осадочных породах. М.: Наука, 1995. С. 10-30.

Холодов В.Н. Песчаный диапиризм – новая сторона катагенетических процессов // Литология и полез. ископаемые. Сообщение 1. 1978а. №.4. С. 50-66.

Холодов В.Н. Песчаный диапиризм – новая сторона катагенетических процессов // Литология и полез. ископаемые. Сообщение 2. 1978б. № 5. С. 52-63.

Холодов В.Н. Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах (на примере Восточного Предкавказья. М.: Наука, 1983. 152 с.

Холодов В.Н. Проблемы доломитообразования на современном уровне развития литологии // Эволюция карбонатонакопления в истории Земли. М.: Наука, 1988. С. 3-23.

Холодов В.Н. Роль регионального катагенеза в формировании термальных газовых растворов // Генезис редкометальных и свинцово-цинковых стратиформных месторождений. М.: Наука, 1986. С. 6-28.

Холодов В.Н. Физико-химическая наследственность в процессах осадочного породообразования в свете современных данных // Вестн. ОГГГиГ РАН. 1998. № 1(3). С. 153-174.

Холодов В.Н., Комарова Г.В., Лисицын А.К. К проблеме эпигенетического доломитообразования // Литология и полез. ископаемые. 1980. № 4. С. 81-95.

Холодов В.Н., Кикназдзе З.Р. Колчеданные месторождения Большого Кавказа. М.: Наука, 1989. 189 с.

Холодов В.Н., Лисицын А.К., Комаров Г.В., и др. Об эпигенетической зональности уранового оруденения в нефтяных карбонатных породах // Известия АН СССР. Сер. геол. 1961. № 11. С. 50-62

Холодов В.Н., Недумов Р.И. О геохимических критериях появления сероводородного заражения в водах древних водоемов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 12. С. 74-82.

Холодов В.Н., Реймов М.Р., Дойникова О.А. О кластических дайках Северного Приаралья // Литология и полез. ископаемые. 1995. № 4 . С. 195-205

Холодов В.Н., Шмариович Е.М. Рудогенерирующие процессы элизионных и инфильтрационных систем // Геология рудных месторождений. 1992. № 1. С. 3-22.

Хоментовский В.В. Байкалий – принципиальный этап развития Сибири. В кн.: Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Л.: Наука, 1990. С. 222-237.

Хоментовский В.В. Венд. Новосибирск: Наука, 1976. 272 с.

Хоментовский В.В., Кочнев Б.Б., Наговицин К.Е., Файзуллин М.Ш. Стратиграфия неопротерозоя западной части Сибирской платформы // Геологическое строение, нефтегазоносность и перспективы освоения нефтяных и газовых месторождений Нижнего Приангарья. Красноярск: Изд-во КНИИГиМС, 1997. С. 45-53.

Хоментовский В.В., Файзуллин М.Ш., Карлова Г.А. Немакит-далдынский ярус венда юго-запада Сибир-

http://jurassic.ru/

ской платформы // Докл. РАН. 1998. Т. 362. № 6. С. 813-815.

Хоментовский В.В., Шенфиль В.Ю., Якшин М.С., Бутаков Е.П. Опорные разрезы отложений позднего докембрия и нижнего кембрия Сибирской платформы. М.: Наука, 1972. 356 с.

Хрущев Д.П., Байбаков С.А., Галий С.А. Рудообразование, связанное с некоторыми осадочными и наложенными процессами в соленосных бассейнах. Киев: ИГиФМ. АН УССР, 1979. 56 с.

Хуторской М.Д. Геотермия Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Изд-во РУДН, 1996. 258 с.

Хуторской М.Д. Тепловой поток, модель строения и эволюции литосферы Южного Урала и Центрального Казахстана // Геотектоника. 1985. № 3. С. 77-88.

Цейслер В.М., Караулов В.Б., Успенская Е.А. Чернова Е.Ч. Основы региональной геологии СССР. Учебник для вузов. М.: Недра, 1984. 358 с.

Цеховский Ю.Г. Седименто- и литогенез гумидных красноцветов на рубеже мела и палеогена в Казахстане. М.: Наука, 1987. 187 с.

Цеховский Ю.Г., Муравьев В.И., Джаббур Р. Гидротермально-осадочный литогенез на Аравийской плитье (в юрско-меловых морских ландшафтах). Известия Вузов. Геология и разведка. 1994. № 3. С. 50-59.

Цеховский Ю.Г., Муравьев В.И., Музылев Н.Г., Ахметьев М.А. Раннекайнозойское накопление на древних и молодых платформах центральной части Евразии в обстановках растяжения земной коры и пенепленизации рельефа. Накопление силицитов и гидротермальная деятельность // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1996. Т. 71. Вып. 3. С. 31-41.

Цветков Л.Д., Чамов Н.П., Костылева В.В. и др. Детальное изучение геологического разреза Северо-Молоковской параметрической скважины. Объект № 065. Ярославль: ФГУП НПЦ Недра, 2001. Депонировано: ФГУП НПП "Росгеолфонд", 2001. № 477330. Тверская область. Разведочное бурение. 262 с.

Цыкин Р.А. Отложения и полезные ископаемые карста. Новосибирск: Наука, 1985. 164с .

Чамов Н.П. Литогенез осадков в аккреционных призмах и его роль в формировании вещества континентальной коры // Вертикальная аккреция земной коры. М.: Наука, 2002. С. 38-55.

Чамов Н.П. Литологические и петрохимические индикаторы палеогеодинамической принадлежности меловых-палеогеновых вулканогенно-осадочных пород Говенско-Карагинского блока (юг Корякского нагорья) // Литология и полез. ископаемые. 1996. № 4. С. 37-47.

Чамов Н.П. Литология и обстановки формирования кайнозойских отложений северо-востока острова Фаддеевского (Новосибирские острова) // Литология и полез. ископаемые. 1990. № 4. С. 43-53

Чамов Н.П. Литология палеоценовых вулканогенно-осадочных отложений полуострова Говена (юг Корякского нагорья) // Литология и полез. ископаемые. 1991. № 5. С. 79-94.

Чамов Н.П., Андреев А.В. Среднеюрские-нижнемеловые осадочные комплексы в аккреционной структуре полуострова Тайгонос // Литология и полез. ископаемые. 1997. № 3. С. 260-272.

Чамов Н.П., Басилян А.Э., Баринов К.Б. Новые данные о развитии Орегонской части аккреционной призмы Каскадия (Западная континентальная окраина США) // Геотектоника. 2001. № 4. С. 68-77.

Чамов Н.П., Костылева В.В. Среднерусский авлакоген – позднерифейская система постколлизионного растяжения на Русской плите // Геология, геохимия, геофизика на рубеже XX и XXI веков. Т. 1. М.: ООО СВЯЗЬ-ПРИНТ, 2002. С. 114-115.

Чамов Н.П., Костылева В.В., Вейс А.Ф., Горбачёв В.И. Позднерифейское осадконакопление в Среднерусском авлакогене // Литология и полез. ископаемые. 2003. № 5. (в печати)

Чамов Н.П., Костылева В.В., Горбачёв В.И., Грибова И.С., Есипко О.А., Коновальцев Ю.Б., Филин С.И.. Новые данные о механизме формирования Молоковского бассейна, Русская плита // Геотектоника. 2002. № 3. С. 9-21.

Чамов Н.П., Курносов В.Б. Эпигенез осадков в аккреционной призме Каскадия на западной континентальной окраине США // Литология и полез. ископаемые. 2001. № 5. С. 509-525.

Чепмен Р.Е. Геология и вода. Введение в механику флюидов для геологов. Л.: Недра, 1983. 159 с.

Черкасов Г.Н. Генетическая модель проявлений алюмосульфатов и их поисковые критерии // Советская геология. 1989. №.1. С. 43-49.

Чернова Л.С., Фомин А.М., Потлова М.М. и др. Литология и условия формирования парфеновского горизонта венда Ковыктинского газоносного месторождения // Методика разведки и формирование нефтегазоносных отложений Сибирской платформы. Новосибирск: Изд-во СНИИГГиМС, 1991. С. 49-55.

Чечель Э.И. Находки цикломедузы в отложениях островной свиты Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 1976. № 11. С.118-120.

Чиков Б.М. Сдвиговое стресс-структурообразование в литосфере: разновидности, механизмы, условия (обзор проблемы) // Геология и геофизика. 1992. № 9. С. 3-39

Чилингар Дж. В., Биссел Х.Дж., Вольф К.Х. Диагенез карбонатных пород // Диагенез и катагенез осадочных образований. М.: Мир, 1971. С.165-290.

Чумаков Н.М. Докембрийские тиллиты и тиллоиды. М.: Наука, 1978. 202 с.

Чумаков Н.М. Изучение древних ледниковых отложений (практическое руководство). М.: Изд-во ГИН РАН. 1990. 93 с.

http://jurassic.ru/

Чухров В.Ф. Коллоиды в земной коре. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 671 с

Шайдуров В.В. Многосеточные методы конечных элементов. М.: Наука, 1989. 288с.

Шатский Н.С. О прогибах донецкого типа. Избр. труды. Т. 2. М.: Наука, 1964. С. 544-553.

Шатский Н.С. О сравнительной тектонике Северной Америки и Восточной Европы. Избр. тр. Т. 2. М.: Наука, 1964а. С. 459-474.

Шатский Н.С. Объяснительная записка к тектонической карте СССР и сопредельных стран. М-б 1:5000000. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 79 с.

Шатский Н.С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части Западного склона Южного Урала. Избр. труды. Т. 2. М.: Наука, 1964б. С. 288-368.

Шаякубов Т.Ш., Цой Р.В., Голованов И.М. и др. Мурунтауская сверхглубокая скважина // Сов. геология. 1991. № 10. С. 10-22.

Шванов В.Н. Петрография осадочных пород. Л.: Недра, 1987. 130 с.

Шванов В.Н. Петрография песчаных пород (компонентный состав, систематика и описание минеральных видов). Л.: Недра, 1987. 269 с.

Шварцев С.Л. Взаимодействие воды с алюмосиликатными горными породами: обзор // Геология и геофизика. 1991. № 12. С. 16-49.

Шварцев С.Л. Взаимодействие подземных вод с горными породами // Основы гидрогеологии. Гидрогеохимия. Новосибирск: Наука, 1982. С. 92-117.

Шварцев С.Л. Разложение и синтез воды в процессе литогенеза // Геология и геофизика. 1975. № 5, С. 60-69

Шварцев С.Л., Букаты М.Б. Подземные крепкие рассолы и стратиформное рудообразование // Подземные воды и эволюция литосферы. Т. 2. М.: Наука, 1985. С. 241-244.

Швец В.М. Органические вещества подземных вод. М.: Недра, 1973. 191 с.

Шемин Г.Г. Критерии прогноза нефтегазоносности древних полифациальных плитных комплексов (на примере центральных районов Сибирской платформы). Автореф. дисс..... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск: СНИГГиМС, 1994. 41 с.

Шенгер А.М.С. Авлакоген Т. 1. // Структурная геология и тектоника плит. М.: Мир, 1990. С. 9-17.

Шенфиль В.Ю. Проблемы расчленения и корреляции докембрийских отложений внутренних районов западной части Сибирской платформы // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Вендские отложения. Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1983. С. 50-62.

Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. Разломообразование в литосфере: зоны сдвига. Новосибирск: Наука, 1991. 262 с.

Шихалибейли Э.Ш., Абдуллаев Р.Н., Али-Заде Ак.А. Геологические результаты бурения Саатлинской сверхглубокой скважины // Сов. геология. 1988. № 11. С. 61-64.

Шлезингер А.Е. Достижения советской сейсмостратиграфии в раскрытии основных закономерностей строения осадочных бассейнов. // Литология мезозойско-кайнозойского осадочного чехла Мирового океана. М.: Наука, 1987. С.164-188.

Шлезингер А.Е. Региональная сейсмостратиграфия. М.: Научный мир, 1998. 144 с.

Шмариович Е.М. Концентрации редких элементов, связанных с кислородно-пластовой зональностью водоносных горизонтов // Состояние и задачи советской геологии. Т. 2. М.: Наука, 1982. С. 7-17.

Шмариович Е.М., Лисицин А.К. Проблемы эпигенетического уранового рудообразования в породах осадочного чехла // Условия образования месторождений редких и цветных металлов. М.: Наука, 1982. С. 7-17.

Шмариович Е.М., Лисицин А.К., Голоин Е.А. Современное состояние и основные проблемы теории эпигенетического рудообразования в осадочных породах // Литология на новом этапе геологических знаний. М.: Наука, 1981. С. 193-197.

Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых пород. М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1950. 564 с.

Щеглов А.Д. К металлогении рифтовых зон // Геология рудных месторождений. 1989. № 1. С. 13-25.

Щеточкин В.Н. Изменения углекисло-битумного типа на урановых месторождениях пластовой кислородной зональности // Литология и полез. ископаемые. 1970. № 4. С. 92-101.

Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Наука, 1974. 448 с.

Эволюция геологических процессов в истории Земли. М.: Наука, 1993. 240 с.

Эволюция геологических процессов. М.: Наука, 1989. 240 с.

Эволюция карбонатонакопления в истории Земли. М.: Наука, 1988. 288 с.

Эволюция осадочного процесса в океанах и на континентах. М.: Наука, 1983. 245 с.

Эволюция осадочного рудообразования в истории Земли. М.: Наука, 1984. 231 с.

Эдуардз М. Гляциальные обстановки осадконакопления. // Обстановки осадконакопления и фации. Под ред. Х. Рединга. Т. 2. М.: Мир, С. 195-226.

Эллиот Т. Побережья с терригенной седиментацией. // Обстановки осадконакопления и фации. Под ред. Х.Рединга. Т.1. М: Мир, 1990. С.192-231.

Эпигенез и его минеральные индикаторы. Под ред. А.Г.Коссовской. М.: Наука, 1971. 110 с.

Эринчек Ю.М., Мильштейн Е.Д. Рифейский рифтогенез центральной части Восточно-Европейской платформы. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1995. 48 с.

http://jurassic.ru/

Эринчек Ю.М., Мильштейн Е.Д., Михайлов М.В., Беляев Г.А., Якобсон К.Э., Козлова Н.А. Рифейские авлакогены севера Русской платформы // Сов. геология 1991. № 7. С. 49-58.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. 272 с.

Юркова Р.М. Минеральные преобразования офиолитовых и вмещающих вулканогенно-осадочных комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. М.: Наука, 1991. 166 с.

Юсупова И.Ф. Образование сульфидной минерализации – результат разрушения черносланцевых пород подземными водами в зонах тектонических нарушений // Докл. АН СССР. 1989. Т. 304. № 2. С. 419-423.

Юсупова И.Ф. Теплогенерация в черносланцевых толщах – ее металлогенические и геодинамические последствия // Докл. РАН. 1992. Т. 324. № 5. С. 1085-1090.

Юшкин Н.П. Метасоматический тип месторождений самородной серы и его место в общей схеме катагенеза // Геология месторождений самородной серы. Л.: Недра, 1968. С. 36-64.

Юшкин Н.П. Минералогия и парагенезис самородной серы в экзогенных месторождениях. М.: Недра, 1969. 200 с.

Яблоков В.С. Перерывы в морском осадконакоплении и палеореки. М.: Наука, 1973. 216 с.

Яковлев Л.Е. Изотопные признаки происхождения вторичных карбонатов в черных сланцах Мурунтау, Южный Тянь-Шань // Геохимия. 19981. № 4. С. 372-382.

Яковлев Л.Е. Инфильтрация воды в базальтовый слой земной коры. М.: Наука, 1999 (в печати).

Яковлев Л.Е. Метод определения глубинного теплового потока в условиях адвективного теплопереноса. // Физика Земли. 1998. № 4. С. 89-93.

Яковлев Л.Е. О формировании тепловой аномалии в районе сверхглубокой скважины СГ-1 – "Саатлы". Методические аспекты решения гидрогеологических и инженерно-геологических задач. М.: ВСЕГИНГЕО, 1985. С. 53-67. Деп. в ВИНИТИ 12.02.85, № 1146-85.

Яковлев Л.Е. Роль метаморфизма базальтового основания осадочных бассейнов в эволюции земной коры // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 9. С. 41-60.

Яковлев Л.Е., Боревский Л.В. Взаимное влияние гидродинамических, химических и термических процессов в земной коре // Изв. РАН. Сер. геол. 1994. № 8/9. С. 1227-1238.

Яковлев Л.Е., Боревский Л.В. Гидродинамическая реакция системы вода-порода на химические и термические объемные деформации // Геохимия. 1994. № 7. С. 1002-1011.

Яковлев Л.Е., Поляк Б.Г. Природа изотопно-гелиевой аномалии в Северном Приэльбрусье // Вулканология и сейсмология. 1997. № 6. С. 3-14.

Якубов А.А., Григорьянц Б.В., Алиев А.А. и др. Грязевой вулканизм Советского Союза и его связь с нефтегазоосностью. Баку: ЭЛМ, 1980. 164.

Яницкий И.Н. Гелиевая съемка. М.: Недра, 1979. 96 с.

Яншин А.Л. Перспективы открытия месторождений калийных солей на территории Сибири // Геология и геофизика. 1962. № 10. С. 3-22.

Яншин А.Л. Эволюция геологических процессов в истории Земли. М.: Наука, 1988. 38с.

Япаскурт О.В. Катагенез осадочных горных пород. М.: Изд-во МГУ, 1991. 119 с.

Япаскурт О.В. Литогенез в осадочных бассейнах геосинклиналей. М.: Изд-во МГУ, 1989. 151 с.

Япаскурт О.В. Литогенез и полезные ископаемые миогеосинклиналей. М.: Недра, 1992. 223 с.

Япаскурт О.В. Литогенез и тектогенез // Известия. Секции наук о земле РАЕН. 2002. Вып. 8. С. 142-150.

Япаскурт О.В. Предметаморфические изменения осадочных пород. М.: ГЕОС, 1999. 260 с.

Япаскурт О.В. Процессы литогенеза в передовых прогибах и окраинах складчатых систем // Бюлл. МОИП. Отд. геологич. 1997. Т. 72. Вып. 4. С. 27–34.

Япаскурт О.В. Стадиальный анализ литогенеза. Учебное пособие. М.: Изд-во МГУ, 1995. 142 с.

Япаскурт О.В. Типы постседиментационных преобразований терригенных толщ Севеного Верхоянья и прилегающей территории. Новое в современной литологии (материалы науч. заседаний секции Осадочных пород МОИП) М.: Наука, 1981. С. 51-55

Япаскурт О.В., Андреев В.С. Зональный метаморфизм и термальные купола в Северном Верхоянье // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280. № 3. С. 714-717.

Япаскурт О.В., Горбачёв В.И. Литогенетические факторы формирования глубинной пористости отложений палеодельт (в низах разреза Тюменской скважины) // Докл. РАН. 1997. Т. 353. № 2. С. 241-245.

Япаскурт О.В., Косоруков В.Л., Золотарёв Д.А. Особенности литогенеза докайнозойских дельтово-морских комплексов в бассейнах разных типов (Север Сибири). Сообщение 2 // Литология и полез. ископаемые. 1997. № 2. С. 186-199.

Ярдли Б.У.Д. Миграция флюидов и жилообразование в кристаллических сланцах Коннемара, Ирландия // Взаимодействие флюид–порода при метаморфизме. Под ред. Дж. Уолтера и Б. Вуда. М.: Мир, 1989. С. 131-157.

Ярошевский А.А. О происхождении гранитного вещества континентальной коры // Докл. АН СССР. 1986. Т. 291. № 2. С. 444-447.

Ярошевский А.А. О химическом составе гранулит-базитового слоя континентальной коры и химическом строении земной коры с позиций концепции геохимического баланса // Геохимия. 1985. № 8. С. 1139-1147.

Яцкевич С.В., Съестнова Л.П. Ритмостратиграфия девонских и каменноугольных отложений Саратовс-

http://jurassic.ru/

кого Поволжья // Литология подсолевого палеозоя Прикаспийской синеклизы. Труды НВНИИГГ. Изд-во Саратов. у-та, 1977. С. 6-42.

Allegre C. Limitation on the mass exchage between the upper and lower mantle: the evolving convection regime of the Earth // Earth and Planet. Sci.Lett. 1997. V. 150. P. 1-6.

Allen J.R.L. Studies in fluviatile sedimentation: bars, bar complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstons (L. Devonian), Welsh Borders // Sediment Geol. 1983. V. 33. P. 237-293.

Allen P.A., Allen J.R. Basin analysis: principles and applications. Blackwell Sci. Publ. Oxford. 1990. 461 p.

Allen P.A., Crampton S.L., Sinclair H.D. The inception and early evolution of the North Alpine Foreland Basin, Switzerland. // Basin Research. 1991. V. 3. P. 143-163.

Alsharhan A.S., Nairn A.E.M. Sedimentary basins and petroleum geology of the Middle East. Amsterdam – Tokyo: Elsevier, 1997. 843 p.

Alt J.C., Honnorez J., Laverne C., Emmermann R. Hydrothermal alteration of a 1 km section through the upper oceanic crust, Deep See Drilling Project Hole 504B: mineralogy, chemistry, and evolution of seawater-basalt interactions // J. Geophys. Res. 1986. Vol. 91. N B10. P. 10309-10335.

An introduction to seismic and sequence stratigraphy. STRAT Group: Liverpool, 1995. 102p.

Anderson D.L. The San Andreas fault // Sci. Amer. 1971. V. 225. P. 87-102.

Angevine C.L., Heller P.L., Paola C. Quantitative sedimentary basin modeling. Tulsa: AAPG, 1990. 450 p.

Armstrong R.E. Cordilleran S- and I-type granites: Indicators of lithosphere thickness // Geol. Ass. Can. Annual Meeting Progr. 1983. V. 8. P. 3.

Armstrong R.E. Geochronology of the Eocene volcanic-plutonic episode in Idaho. // Northwest Geology. 1974. V. 3. P. 1-14.

Armstrong R.E. Sevier orogenic belt in Nevada and Utah. // Geol. Soc. Am. Bull. 1968. V. 79. P. 429-458.

Atchuta Rao D., Ram Dadu H.V., Sivakumar Sinha G.D.J. Crustal structure associated with Gondvana graben across the Narmada-Son lineament in India // Tectonophys. 1992. V. 212. P. 163-172.

Athy, L.F. Density, porosity, and compaction of sedimentary rocks // AAPG Bull. 1930. V. 14. P. 1–24.

Atkinson B.K., Meredith Ph.G. The theory of subcritical crack growth with applications to minerals and rocks // Fracture mechanics of rocks. Ed. B.K. Atkinson. L.: Acad. press, 1987. P. 27-70.

Atwater T. Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America // Geol. Soc. Am. Bull. 1970. V. 81. P. 3513-3536.

Aubouin J. The west Pacific geodynamic model // Tectonophys. 1990. V. 183. P. 1-7

Aydin A., Nur A. Evolution of pull-apart basins and their scale independece // Tectonics. 1982. V. 1. P. 91-105.

Bachmann G.H. Origin and crustal structure of cratonic North German Basin: evidence from improved gravity data // 28 Int. Geol. Congr. 1989. Abstr. V. 1. P. 69.

Badiozamani K. The Doarg dolomitization, application to the Middle Ordovician of Wisconsin // J. Sed. Petrol. 1973. V. 43. N. 4. P. 965-984.

Ballentine et al. // EPSL. 1991. V.105. P. 229-246.

Bally A.W., Snelson S., Facts and Principles of world petroleum occurrence: realms of subsidence // Bull. Canad. Petroleum Geol. 1980. V. 6. P. 9-94

Bally A.W. A geodynamic scenario for hydrocarbon occurences // Proc. 9th World Petrol. Congr. Tokyo. Applied Sci. Publishers. Barking. 1975. V. 2. P. 33-34.

Bally A.W., Snelson S. Realms of subsidens. Facts and principles of world petroleum occurence // Canad. Soc. Petrol. Geol. Mem. 1980. V. 6. P. 9-75.

Bally W. Musing over sedimentary basin evolution. //Phil. Tr. R. Soc. London. Ser. A. 1982. P. 325-328.

Bartley J.M., Glazner A.F. Hydrothermal systems and Tertiary low-angle normal faulting in the southwestern United States. // Geology. 1985. V. 13. P. 562-564.

Bathurst R.G. Carbonate sediments and their diagenesis. Amsterdam: Elsevier, 1975. 678.

Beauchamp W., Allmendinger R.W., Barazangi M. et al. Inversion tectonics and the evolution of the High Atlas Mountains, Marocco, based on a geological-geophisical transect // Tectonics. 1999. V. 18. № 2. P. 163-184.

Beauchamp W., Barazangi M., Demnati A., El Alji M. Intracontinental Rifting and Inversion, Missour Basin and Atlas Mountains, Marocco // AAPG Bull. 1996. V. 80. № 9. P. 1459-1482.

Beaumont C. Foreland basins // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1981. V. 65. P. 291-329.

Becker K., Langseth M.G., Von Herzen R.P., Anderson N.R. Deep crustal geothermal measurements, hole 504B, Costa Rica rift // J. Geophys. Res. 1983. V. 88. P. 3447-3457.

Beekman F. Tectonic modelling of thick skinned compressionalintraplate deformation. PhD thesis. Amsterdam: Free University. 1994. 15p.

Bellaiche G., Mart Y. Morphostructure, Growth Patterns, and Tectonic Control of the Rhone and Nile Deep-Sea Fans: a Comparison // AAPG Bull. 1995. V.79. N 2. P. 259-284.

Bercovici D., Schubert G., Glatzmaier G.A. Influence of heating mode on three-dimensional mantle convection. // Geophys. Res. Lett. 1989a. V. 16. P. 617–620.

Bercovici D., Schubert G., Glatzmaier G.A. Three-dimensional spherical models of convection in the Earth's mantle. // Science. 1989b. V. 244. P. 950–955.

Bergerat F. Intra-Carpathian fault tectonics and paleostress fields at the time of Pannonian Basin development // 28 Int. Geol. Congr. 1989. Abstr. V. 1. P. 133.

Beydoun Z.R. Arabian plate oil and gas: Why so rich and so prolific // Episodes. 1998. V. 21. N 2. P. 74-81.

Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. //J. Geol. 1983. V. 91. P. 611-627.

http://jurassic.ru/

Bickle M.J., McKenzie D. The transport of heat and matter by fluids during metamorphism // Contrib. Mineral and Petrol. 1985. V. 95. P. 384-392.

Bina C.R., Helffrich G. Phase transition Clapeyron slopes and transition zone seismic discontinuity topography // J. Geophys. Res. 1994. V. 99. P. 15853–15860.

Blatt H., Middleton G.V., Murray R.C. Origin of sedimentary rocks. 2nd edn. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, 1980. 782 p.

Boehler R., Chopelas A. Phase transition in a 500 kbar - 3000 K gas apparatus. High Pressure Research - Application to Earth and Planetary Sciences. Y.Syono, H.Manghnani (eds). Terra Science. Tokyo. 1992. P. 55–60.

Bogdanova S.V., Pashkevich I.K., Gorbatchev R., Orlyuk M.I. Riphean rifting and major Palaeoproterozoic crustal boundaries in the basement of the East European craton: geology and geophysics // Tectonophys. 1996. V. 268. P. 1-21.

Bombolakis E.G. Applicability of crustal-wedge theories to foreland basins // Geology. 1994. V. 22. P. 535-538.

Bonham L.C. Migration of hydrocarbons in compacting basins // Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1980. V. 64. P. 549-567.

Bosworth W. Detachment geometries and kinematics in continental rifts // 28 Int. Geol. Congr. 1989. Abstr. V. 1. P. 176-177.

Bott M.H.P. Crustal doming and the mechanism of continental rifting // Tectonophys. 1981. V. 73. #1. P. 1-8.

Bove D.J., Hon K. Compositional changes induced by hydrothermal alteration at the Red Mountain alunite deposit, Lake City, Colorado // US Geol. Surv. Bull. 1990. N 1936. P. 1-21.

Bowen N.L. Progressive metamorphism of siliceous limestone and dolomite // J. Geol. 1940. V. 48. P. 172-186.

Boyer S.E., Elliot D. Thrust systems //Am. Ass. Petrol. Geol. Bull. 1982. V. 66. P. 1194-1230.

Braun J., Beaumont C. Dynamical model of the role of crustal shear zones in asymmetric continental extension. // Earth. Planet. Sci. Let. 1989. V. 93. P. 405-423.

Bromley R.G. Trace fossils, biology and taphonomy. London: Chapman & Hall, 1996. 183 p.

Brooks J., Muir M.D., Shaw G. Chemistry and morphology of Precambrian microorganisms // Nature. 1973. V. 244. N 5413. P. 215 -217.

Brown R.W. Backstacking apatite fission-track stratigraphy: a method for resolvingthe erosional and isostatic rebound components of tectonic uplift histories // Geology. V. 19. P. 74-77.

Brun J.-P., Sokoutis D., Van Den Driessche J. Analogue modelling of detachment fault systems and core complexes // Geology. 1994. V. 22. P. 319-322.

Brunet M.F. Geodynamic evolution of the pre-Caspian basin after subsidence analysis. ILP, 6-th, workshop "Origin of sedimentary basin". Barcelona. 1995. 129 p.

Brunet M.F., Volozh Yu.A., Lobkovsky L.I. et al. Subsidence modeling in the Pråcaspian Basin // IGCP. Annual Meeting. Cairo. 1996. 369 p.

Brunet M.F.,Volozh Yu.A., Antipov M,P,. et al., The geodynamic evolution of the Precaspian Basin (Kazakhstan) along a north-south section // Tectonophysics. 1999. V. 313. P. 85-106.

Brunet, M.F. The influence of the Pyrenees evolution on adjacent basins // Tectonophysics. 1986. V.12. P. 343-354.

Buck W.R. Modes of continental lithospheric extension // J. Geophys. Res. 1991. V. 96. P. 20161-20178.

Burbank D., Meigs A., Brozovic N. Interactions of growing folds and coeval depositional systems // Basin Research. 1996. V. 8. N 3. P. 199-223.

Burbank D.W., Raynolds R.G.H. Stratigraphic keys to the timing of thrusting in terrestrial foreland basins // New Perspectives in Basin Analysis (Frontiers in sedimentary geology). K.L.Kleinspehn and C.Paola, (eds.). Springer-Verlag. New York Inc., 1988. P. 331-352.

Burchfiel B.C., Stewart J.H. "Pull-apart" origin of the central segment of Death valley, California // Bull. Geol. Soc. Am. 1966. V. 7. P.439-442.

Burke K., Kidd W.S.F., Kusky T.M. The Pongola structure of SE Africa: the world"s oldest preserved rift? // Journ. Geodyn. 1985. V.2. N1. P. 35-49.

Burov E.B., Diament M. Flexure of the continental lithosphere with multilayered rheology // J. Geophys. Int. 1992. V. 109. P. 3905–3927.

Burov E.B., Diament M. The effective elastic thickness of continental lithosphere: what does it really mean? // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. P. 3905–3927.

Burrus J., Kuhfuss A., Doligez B, Ungerer P. Are numerical models useful in reconstracting the migration of hydrocarbons? A discussion based on the Northern Viking Graben // Petroleum Migration. England W.A., Fleet A.J. (eds.). Geological Society, Special Publication. 1995. V. 59. P. 89–109.

Burst J.F. Diagenesis and Gulf Coast clayey sediments and its possible relation to petroleum migratij // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geoll. 1969. 1969. V. 53 . №. 1.

Burst J.F. Postdiagenetic clay – mineral environmental in the Gulf Coast // Eocene: Proc. VI Nat. Conf. Clays and Clay Minerals. L., 1959. P. 102-105.

Cabezas P. Les Montagnes Rocheuses meridionales et Rift du Rio Grande // BCREDP. 1989. V. 13. P. 231-244.

Cair A. Interpretation unitaire des fosses Limagnes, de la Bresse et du Rhin // C. R. Acad. Sci. Paris. Serie D. 1977. T. 285. P. 1279-1281.

Catuneanu O., Beaumont C., Waschbusch P. Interplay of static loads and subduction dynamics in foreland basins: reciprocal stratigraphies and the "missing" peripheral bulge // Geology. 1997. V. 25. No. 12. P. 1087-1090.

Chamov N.P., Murdmaa I.O. Coarse fraction minerals of sands in Cascadia margin sediments. Carson B., Westbrook G. K., Musgrave R. J., Suess E. (eds.). Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results. 1995. V. 146 (1). P. 33-43.

http://jurassic.ru/

Charles R.W., Bayhurst G.K. Rock-fluid interactions in a temperature gradient: biotite granodiorite + H2O // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 1983. V. 15. P. 137-166.

Charles R.W., Grigsby C.O., Holley C.E. (Jr), Tester J.W., Blatz L.A. Experimentally determined rock-fluid interactions applicable to a natural Hot Dry Rock geothermal system. Process mineralogy extractive metallurgy: Mineral exploration, energy resources. Ed. S.J.M. Hausen and W.C. Park. A.I.N.E., 1981. P. 607-630.

Chorowicz J. Dynamics of the different basin-types in the East African Rift // Journ. African Earth Sci. 1990. V. 10. N 1/2. P. 271-282.

Chorowitz J. Transfer and transform fault zones in continental rifts: examples in Afro-Arabian rift system. Implications on crust breaking // J. Afr. Earth Sci. 1989. V. 8. P. 271-282.

Choubey V.D. Narmada-Son Lineament: Fundamental Tectonic Zone of Peninsular India // Int. Geol. Congr. 1989. Abstr. V. 1. P. 287-288.

Christensen U.R. The influence of phase transitions and chemical heterogeneity on mantle convection // Eclogae geol, Helv. 1991. V. 84. N 2. P. 317–326.

Christensen U.R., Yuen D.A. Layered convection induced by phase transitions // J. Geophys. Res. 1985. V. 90. P. 10291–10300.

Christensen U.R., Yuen D.A. The interaction of a subducting lithospheric slab with a chemical or phase boundary // J. Geophys. Res. 1984. V. 89. P. 4389-4402.

Christie-Blick N., Biddle K.T. Deformation and basin formation along strike-slip faults. Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation N. Christie-Blick, K.T. Biddle (eds.) // Spec.Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner. 1985. V. 37. P. 1-34.

Chumakov N.M. The problems of old Glaciations (Pre-Pleistocene glaciogeology in the USSR) // Sov. Sci. Rev. G. Geology. 1992. V 1. 208 p.

Cloetingh S. Intraplate stresses: a new element in basin analisis // New perspectives in basin analisis (Frontiers in sedimentary geology). K.L. Kleinspehn, C. Paola (eds.). Springer-Verlag New York Inc., 1988. P. 205-230.

Cloetingh S., Kooi H., Groenewoud W. Intraplate stress and sedimentary basin evolution. // Am. Geophys. Monogr. 1989. V. 48. P. 1-16.

Clowes R., Zelt C.A., Amor J.R., Ellis R.M. Lithospheric structure in the Southern Canadian Cordillera from a network of seismic refraction lines // Canadian Journal of Earth Sciences. 1995. V. 32. # 10. P. 1485-1513.

Cochran J.R. Effects of finite extension times on the development of sedimentary basins. // Earth. Planet. Sci. Let. 1983. V. 66. P. 289-302.

Coney P.J. Cordilleran metamorphic core complexes // Geol. Soc. Am Mem. 1980. V. 153. P. 7-34.

Coney P.J. Mesozoic-Cenozoic Cordilleran plate tectonics. // Geol. Soc. Am. Mem. 1978. V. 152. P. 33-50.

Coney P.J., Harms T.A. Cordilleran metamorphic complexes: Cenozoic relics of Mesozoic compression // Geology. V. 12. 1984. P. 550-554.

Coney P.J., Reynolds S.L. Cordilleran benioff zones // Nature. 1977. V. 270. P. 403-406.

Contact metamorphism. Ed. Kerrick D // Min Soc. Amer. Spec Publ. 1991. V. 26. 847 p.

Continental rifts: evolution, structure, tectonics. Ed. Olsen K.H. Elsevier, 1995. 465 p.

Corrigan J., Mann P., Ingle J.C., Jr. Forearc response of the Cocos Ridge, Panama – Costa Rica // Bull. Geol. Soc. Am. 1990. V. 102. P. 628-652.

Craig H., Lupton J.E. Primordial neon, helium, and hydrogen in oceanic basalts // Earth and Planet. Sci. Lett. 1976. V. 31, N 3. P. 369-385.

Crampton S.L., Allen P.A. Recognition of forebulge unconformites associated with Early Stage foreland basin development: example from the North Alpine foreland basin. // AAPG Bull. 1995. V. 79. N 10. P. 1495-1514.

Crerar D., Wood S., Brantley S., Bocarsly A. Chemical controls on solubility of ore-forming minerals in hydrothermal solutions // Canad. Miner. 1985. V. 23. P. 333-352.

Crovisier J.L., Honnorez J., Eberhart J.P. Dissolution of basaltic glass in seawater: Mechanism and rate // Geochim. et cosmochim. Acta. 1987. V. 51. P. 2977-2990.

Crowell J.C., Link M.H. Ridge basin, Southern California // Geologic history of Ridge Basin, Southern California. J.C. Crowell, M.H. Link (eds.) Econ. Paleont. and Miner. Pacific Sect. 1982. V. 1-4. 304 p.

Curray J.R, Moore D.G. Holocene regressive littoral sand, Costa de Nayarit, Mexico // Deltaic and shallow marine deposits. Development in sedimentology. V. 1. Elsevier Publ., 1964. P. 76-82.

Cycles and events in stratification. G.Einsele, W.Ricken, A.Seilacher (eds.). Springer-Verlag. Heidelberg, New York, 1991. 955 p.

Dahlen F.A. Critical taper model of fold-and-thrust belts and accretionary wedges // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1984a. V. 18. P. 55-99.

Dahlen F.A. Noncohesive critical Coulomb wedges; an exact solution // J. Geoph. Res. 1984b. V. 89. P. 10125-10133.

Dahlstrom C.D.A. Structural geology in the western margin of the Canadian Rocky mountains // Bull. Can. Ass. Petrol. Geol. 1970. V. 18. P. 332-406.

Daly M.C., Lawrence S.R., Diemu-Tshiband K., Matouana B. Tectonic evolution of the Cuvette Centrale, Zaire // Journ. Geol. Soc. London. 1992. V. 149. P. 539-546.

Damste J.S.S., Koster J., Baas M., Koopmans M.P., van Kaam-Peters H.M.E. et al. Cyclisation and aromatisation of carotenoids during sediment diagenesis // J. Chem. Soc., Chem. Commun. 1995. # 2. P.187-188.

Damste J.S.S., Wakeham S.G., Kohnen M.E.L., Hayes J.M., de Leeuw J.W. A 6000-year sedimentary molecular record of chemocline excursions in the Black Sea // Nature. 1993. V. 36. #. 2. P. 827-829.

http://jurassic.ru/

Davies G.F. Mantle plumes, mantle stirring and hotspot chemistry // Earth Planet. Sci. Lett. 1990. V. 99. P. 94-109.

Davy P., Cobbold P.R. Experiments of shortening of a 4-layer model of the continental lithosphere // Tectonophysics. 1991. V. 188. P. 1-25.

Davy P., Guerin G., Brun J.-P. Thermal constrains on the tectonic evolution of a metamorphic core complexes (Santa Catalina Mountains) // Earth Planet. Sci. Let. 1989. V. 94. P. 425-440.

De Celles P.G., Giles K.A. Foreland basin systems // Basin research. 1996. V. 8. P. 123-141.

DeCelles P.G., Gehrtls G.E., Quad E J., Ojha T.P. Eocene-early Miocene foreland basin development and history of Himalayan thrusting, western and central Nepal. Tectonics. 1998. V. 17. N 5. P. 741-765.

DeMets C., Gordon R.G., Argus D.F., Stein S. Current plate motions // Geophys. J. Int. 1990. V. 101. P. 425-478.

Deming D. Fluid flow and heat transport in the upper continental crust. Geofluids: Origin, Migration, and Evolution of Fluids in Sedimentary Basins // Spec. Publ. Geol. Soc. 1994. V. 78. P. 27-42.

Detournay E., Cheng A.H.-D. Fundamentals of pooroelasticity. Comprehensive Rock Engineering: Principles, Practice, Projects. V. II. Analysis and Design Method. Ed. Fairhurst C. Pergamon Press, 1993. P. 113-171.

Dick H., Erzinger J., Stokking L. Leg 140 scientific prospectus // ODP Sci. Prospectus. N 40. 1991. P. 1-34.

Dickes A.B., Mudrey M. G.-Jr. Central North American case for segmented rift development // 28 Int. Geol. Congr. 1989. Abstr. V. 1. P. 396-397.

Dickinson W.R. Plate tectonic evolution of the southern cordillera // Arizona Geol. Soc. Digest. 1981. V. 14. P. 113-135.

Dickinson W.R. Plate tectonics and sedimentation // Tectonic and sedimentation. Ed. W.R.Dickinson. Tulsa, Oklahoma. Spec. Publ. Soc. econ. Paleontol. Mineral. V. 22. P. 1-27.

Dickinson W.R., Plate tectonics and sedimentation. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists // Special Publ. N 22. 1974. P. 1-27.

Dickinson W.R., Suczek C.A. Plate tectonics and sandstone composition // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1979. V. 63. P. 2164-2182.

Dickinson W.R. Provenance and sediment dispersal in relation to paleotectonics and paleogeography of sedimentary basins // New perspectives in basin analysis (Frontiers in sedimentary geology). K.L.Kleinspehn, C. Paola (eds.). Springer-Verlag New York Inc., 1988. P. 3-25.

Distler V.V., Genkin A.D. Deposits of sulfide cooper-nickel ores of the USSR and their connection with cratonal volcanism // Proc. Vth Quadrenn. IAGOD symp. Utah, 1978. Stuttgart, 1980. V. 1. P. 275-295.

Doglioni C. Foredeep versus subduction zones // Geology. 1994. V. 22. P. 271-274.

Doligez B., Bessis F., Burrus J., Ungerer P., Chenet P.Y. Integrated numerical modelling of the sedimentation, heat transfer and fluid migration in a sedimentary basin: the Themis model // Thermal modeling of sedimentary basin. Ed. Burrus J. Technip, Paris, 1986. P. 173-195.

Dott R.H.Jr. Tectonics and Sedimentation a Century Later // Earth-Science Rev. 1978. V. 14. P. 1-34.

Duncan R.A., Kulm L.D. Plate tectonics evolution of the Cascades arc-subduction complex. The Eastern Pacific ocean and Hawaii // Bull. Geol. Soc. Am. 1989. V. 2. P. 413-438.

Dunham J.B., Olson E.R. Diagenetic dolomite formation related to Paleozoic paleogeography of the Cordilleran miogeosyncline in Nevada // Geology. 1978. V. 6. № 9. P. 556-559.

Dziewonski A.M., Woodhouse J.H. Global images of the Earth's interior. // Science. 1987. V. 236. P. 37–48.

Eaton J.P., Rymer M.J. Regional seismotectonic model for the southern Coast Ranges // The Coalinga, California, Earthquake of May 2, 1983. M.J. Rymer, W.L. Ellsworth (eds.). Wash. (D.C.): US Gov. print. Off., 1990. P. 97-112.

Einsele G. Sedimentary basins. Evolution, facies, and sediment budget. Springer-Verlag. Berlin, Heidelberg, 1992. 628 p.

Ellis A.J. The solubility of calcite in sodium chloride solutions at high temperatures // Amer. J. Sci. 1963. V. 261. P. 259-267.

Ellis P.G., McClay K.R. Listric expressional fault systems - results of analogue model experiments // Basin Research. 1988. V. 1. P. 55-70.

Elton W.E. Tectonic significance of mid-Tertiary volcanism in the Basin and range Province // New Mexico geol. Soc. Spec. Publ. 1976. V. 5. P. 93-151.

Engebretson D.C., Cox A.V., Thompson G.A. Convergence and tectonics: Laramide to basin and Range // EOS. 1982. V. 63. P. 911.

Engelder T. Joints and shear fractures in rock // Fracture Mechanics in Rock. Ed. B.K. Atkinson. L.: Acad. press, 1987. P. 27-70.

England P. Some numerical investigations of large scale continental deformations // Mountain building processes. NY: Acad. Press, 1982. P. 129-139.

England P., Molnar P. Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks // Geology. V. 18. N 12. P. 1173-1177.

Epis R.C., Chapin G.E. Geomorphic and tectonic implications of the post-laramide, late Eocene erosional surface in the southern Rocky Mountains // Geol. Soc. Am. Mem. 1975. V. 144. P. 45-74.

Ernst W.G. Interpretation synthesis of metamorphism in the Alps // Bull. Geol. Soc. Amer. 1973. V. 84. N 6. P. 2053-2078.

Ershov A.V. Mechanically equivalent (to lithosphere) elastic plate: EET and effective middle surface // Earth. Planet. Sci. Let. (submitted). 1998. P. 129-141.

http://jurassic.ru/

Ershov A.V., Brunet M.-F., Nikishin A.M., Bolotov S.N., Korotaev M.V., Kosova S.S. Evolution of the eastern Fore-Caucasus basin during the Cenozoic collision: burial history and flexural modelling // Peri-Tethys Memoir 4: epicratonic basins of Peri-tethyan platforms. Crasquin-Soleau S. and Barrier E. (eds.). Paris: Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle. 1998. V. 179. P. 111-130.

Ershov A.V., Brunet M.-F., Korotaev M.V., Nikishin A.M., Bolotov S.N. Late Cenozoic burial history and dynamics of the Northern Caucasus molasse basin: implications for foreland basin modelling // Tectonophysics. 1999. V. 313. P. 219-241.

Eskola P. The mineral facies of rocks // Nor. geol. Tidsskr. 1920. V. 6. P. 1-143.

Etheridge M.A. On the reactivation of extensional fault systems // Phil.Trans. R. Soc. London. Ser. A. 1986. V. 317. N 1539. P. 179-194.

Facies models. Response to sea level change. R.Walker, N.James (eds.). Geological Association of Canada, Love Printing Service Ltd. Stittsville, Ontario, 1992. 409 p.

Fillmore R.P., Walker J.D., Bartley J.M., Glazner A.F. Development of three genetically related basins associated with detachment-style faulting: Predicted characteristics and an example from the central Mojave Desert, California // Geology. 1994. V. 22. P. 1087-1090.

Fischer A.G. Origin and growth of basins // Petrol. and global tectonics. A.G.Fischer, S.Judson (eds.). Princton Univ. Press. 1975. 322 p.

Flannery J.W, Rosendahl B.R. The seismic stratigraphy of the Lake Malawi, Africa: implications for interpreting geological processes in lacustrine rifts // Journ. African Earth Sci. 1990. V.10. N 3. P. 519-548.

Flores E.L., Royer J.J. Convective heat transfer around the Soultz-sous-Forets geothermal site (Rhinegraben) // VI Intern. Symp. – Continental Sci. Drilling Programs, Paris, April, 1992. P. 155-170. (Doc. BRGM; N 223).

Folk R.L. Practical petrographic classification of limestones // Am. Ass. Petrol. Geol. Bull. 1959. V. 43. P. 1-38.

Fourtanier E., Caulet J.-P. Siliceous microfosssil stratigraphic synthesis of Site 892, Cascadia Margin // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. College Station, TX: ODP. 1995. V. 146. Part 1. P. 369-374.

Friedmann S.J., Burbank D.W. Rift basins and supradetachment basins: intracontinental extensional end-members // Basin Research. 1995. V. 7. N 2. P. 109-127.

Fujioka K., Kanamatsu T., Ohara Y., Fujimoto H. et al. Parece Vela Rift and Central Basin Fault revisited STEPS IV (Structure, tectonics and evolution of the Philippine Sea) // InterRidge News. Cruise summary report. 2000. V. 9. P. 18-22.

Fukao Y., Maruyama S., Obayashi M., Inoue H. Geologic implication of the whole mantle P-wave tomography // Jour. Geol. Soc. Japan. 1994. V. 100. N 1. P. 4–23.

Gable R., Morin R.H., Becker K. Geothermal state of hole 504B: ODP Leg 111 overview // Proc. ODP. Sci. Results. 1989. V. 111. P. 87-96.

Galeazzi J.S. Structural and Stratigraphic Evolution of the Western Malvinas Basin, Argentina // AAPG Bull. 1998. V. 82. N 4. P 596-636.

Galetsky L.S., Shevchenko T.P., Khristophorova M.V., Naumenko U.Z. Inherited development and metallogeny of the East European platform riftogenic-aulacogenic structures // Geol. Journ. 1995. № 1. С.69-73.

Galloway M.E, Hobday D.K. Terrigenous clastic depositional systems. 2nd ed. Springer-Verlag. Berlin, Heidelberg, 1996. 489 p.

Galushkin Yu. I. Thermal effect of igneous intrusions on maturity of organic matter: a possible mechanism of intrusion // Org. Geochem. 1997. V. 26. P. 645–658.

Garagash I.A. Localization of inelastic deformation in elasto-plastic solids saturated by liquid. Proceedings of the 11th ASCE Engineering Mechanics Conference. Florida Atlantic University, 1996. P. 55-61.

Garagash I.A., Volozh Yu.A. About inversion of abnormal pressure // Abstracts of 5-th Zonenshain conference on plate tectonics. Moscow: GEOMAR. 1995. P. 109.

Garagash I.A. Calculation of surface subsidence associated with oil and gas production from multilayered deposits with abnormal pore pressure. Environmental and Safety Concerns in Underground Construction. Lee, Yang, Chung (eds). Balkema, 1997. P. 205-208.

Garven G., Freeze A. Theoretical analysis of the role of groundwater flow in the genesis of stratabound ore deposits: 1. Mathematical and numerical model // Amer. J. Sci. 1984. V. 284. P. 1085-1124.

Gibbs A.D. Structural evolution of extensional basin margins // J. Geol. Soc. 1984. V. 141. P. 609-620.

Gibson J.R., Walsh J.J., Watterson J. Modelling bed contours and cross-sections adjacent to planar normal faults // J. Struct. Geol. 1989. V. 11. P. 317-328.

Gieskes J., Elderfield H., Nevsky B. Interstitial water studies, Leg 65, Deep Sea Drilling Project // Init. Rep. DSDP. 1983. V. 65. P. 441-449.

Gilluli J., Reed J. C., JR, Cady W.M. Sediemntary volumes and their significance // Geol. Soc. Am. Bull. 1970. V. 81. P. 353-376.

Glatzmaier G.A., Schubert G., Bercovici D. Chaotic, subduction-like downflows in a spherical model of convection in the Earth's mantle // Nature. 1990. V. 347. N 20. P. 274-277.

Goggin V., Jacquin T., Gaulier J.M. Three-dimensional accomodation analysis of the Triassic in the Paris Basin: a new approach in the unravelling the basin evolution with time // Tectonophys. 1997. V. 282. P. 205-222.

Golonka J., Ross M.I., Scotese C.R. Phanerozoic paleogeographic and paleoclimatic modeling maps. Pangea: global environments and resources. A.F.Embry, B.Beauchamp and D.J.Glass (eds) // Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 17, Calgary, Alberta, Canada.1994. P.1-47.

http://jurassic.ru/

Govers R. Dynamics of lithospheric extension: a modeling study // Geologica Ultraiectina, Utrecht. 1995. N 105. 240 p.

Graciansky P.Ch., Hardenbol J., Jacquin T., Vail P.R. Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins // Special Publication. N. 60. Tulsa, Oklakhoma, USA, 1998. P. 790

Grand S.P., van der Hilst R.D., Widiyantoro S. Global seismic tomography: A snapshot of convection in the Earth // GSA Today. 1997. N.7. P. 1-7.

Grechin V.I., Eroshchev-Shak V.A., Zolotarev B.P. Petrochemistry of abissal oceanic basalts and dolerites, and their secondary alterations, Sites 469, 470, 471, 472, 473 // Ibid. 1981. V. 63. P. 711-732.

Gresse P.G., Silva L.C.Da, Germs G.J.B., Hartmann L.A., Rosendaal A. Neoproterozoic evolution of Southwestern Gondwana // 31-st IGC Abstracts vol., Special Symposia. F-7. Neoproterozoic orogenic systems and assembly of Gondwana Supercontinent. Rio-de-Janeiro, Brazil, 2000. P. 26.

Griggs D.T. Reflections of the earthquake mechanism // Proc. of the United States – Japan conf. on research related to earthquake prediction problems. 1964. P. 78-86.

Gupte R.B. The Koina earthquake // Geol. Soc. India Bull. 1968 V. 5. N 2. P. 37-41.

Gurnis M., Davies G.F. Numerical models of high Rayleigh number convection in a medium with depth-dependent viscosity // Geophys. J. Roy. Astr. Soc. 1986. V. 85. P. 523-541.

Haack U., Heinrichs H., Bones M., et al. Looss of metals from pelites during regional metamorphism // Contrib. Miner. and Petrol. 1984. V. 85. № 2. P 115-132.

Halbouty M.T., King R.E., Klemme H.D. et al. World's giant oil and gas fields, geologic factors affecting their formation and basin classification. Geology of Giant Petrol. Fields. Ed. M.T.Halbouty // Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 1980. V.14. P.502-555.

Hallam A., Bradshaw M.I. Bituminous shales and oolitic ironstones as indicators of transgressions and regressions // J. Geol. Soc. London. 1979. V. 136. Pt 2. P. 157-164.

Haq B., Hardenbol J., Vail P. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. Sea-level changes: an intergrated approach // Tulsa: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Spec. Publ.1988. N.42. P.71-108.

Haq B.U. Sequence stratigraphy, sea-level change, and significance for the deep sea. Sedimentation, tectonics and eustacy // Int. Ass. Sed. Spec. Publ. 1991. V. 12. P. 3-38.

Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // Science. 1987. N. 269. P. 483-489.

Harbor D.J. Landscape evolution at the margin of Basin and Range. //Geology. 1997. V. 25. N 12. P. 1111-1114.

Harland W.B., Armstrong R.L., Cox A.V., Craig L.E., Smith A.G., Smith D.G. A Geologic Time Scale. Cambridge University Press. 1 pl. 1989. 263 p.

Harman R., Gallagher K., Brown R. et al. Accelerated denudation and tectonic/geomorphic reactivation of the cratons of northeastern Brazil during the Late Cretaceous // Journ. Geophys. Res. 1998. V. 103. N B11. P. 27091-27105.

Hay W.W. Paleoceanography of marine organic-carbon-rich sediments. Paleogeography, paleoclimate, and source rocks. Ed. A.-Y. Huc. // AAPG Studies in geology. 1995. V. 40. P. 21-59.

Hay W.W., Shaw C.A., Wold C.N. Mass-balanced paleogeographic reconstructions // Geol. Rundsch. 1989. Bd.78. H. 1. P. 207-242.

Helwig J., Hall G.A. Steady state trenches? //Geology. 1974. V. 2. P. 309-316.

Henley R.W., Ellis A.J. Geothermal systems ancient and modern: A geochemical review // Earth Sci. Rev. 1983. V. 19. P. 1-50.

Herb R. Eocaene Palaogeographik und Palaotectonik des Helvetikums // Eclogae Geologicae Helvetiae. 1988. V. 88. P. 611-657.

Hill M.L., Dibblee T.W. Jr. San Andreas, Garloc, and Big Pine Faults, California // Bull. Geol. Soc. Am. 1953. V. 64. P. 443-458.

Hinze W.J., Allen D.J., Fox A.J. et all. Geophysical investigations and crustal structure of the North American Midcontinent Rift system // Tectonophys. 1992. V. 213. P. 17-32.

Honnorez J., Emmermann H.W., Hubberten H.W., Laverne C., Muehlenbachs K. Alteration processes in layer 2 basalts, DSDP hole 504B, Costa Rika Rift // Init. Rep. DSDP. 1983. V. 69. P. 509-546.

Hovius N. Regular spacing of drainage outlets form linear orogens // Basin Research. 1996. V. 8. P. 29-44.

Howell D.G., Vedder J. Structural implications of stratigraphic discontinuities across the southern California borderland // J. Sedim. Petrol. 1981. V. 49. P. 517-540.

Hsu X. The sedimentary basins of China. Elsevier, 1989. 227 p.

Hubbert M.K., Rubey C. Role of fluid pressure in mechanism of overthrust faulting // Bull. Geol. Soc. Amer. 1959. V. 70. N 2. P. 115-166.

Huene R. Deep-see trenches // Geology of continental margins. C.A. Burk, C.L. Drake (eds.). Berlin, Springer, 1974. P. 206-222.

Huene R. von, Klaeschen D. Opposing gradients of permanent strain in the aseismic zone and elastic strain across the seismogenic zone of the Kodiak shelf and slope, Alaska // Tectonics. 1999. V.18. N 2. P. 248-262.

Hyndman R.D., Spence G.D., Yuan Ò., Davis E.E. Regional geophysics and structural framework of the Vancouver Island Margin accretionary prizm // Proceedings of the Ocean Drilling Program. Initial Reports. College Station, TX: ODP. 1994. V. 146. P. 399-419.

Hynes A. Two-stage rifting of Pangea by two different mechanisms // Geology. 1990. V. 18. N4. P. 323-326.

http://jurassic.ru/

Illies J.H. Intra-Plattentektonik in Mitteleuropa und der Rheingraben // Oberrhein. Geol. Abh. 1974. V. 23. P. 1-24.

Illies J.H., Greiner G. Rhinegraben and the Alpine system // Geol. Soc. Am. Bull. 1978. V. 89. P. 770-782.

Ingersoll R.V., Busby C.J. Tectonics of Sedimentary basins // Tectonics of Sedimentary basins. C.Busby-Spera, R.V.Ingersoll (eds.). Blackwell Scientific, Oxford, 1995. P.1-51

Iriyama J. Energy balance in the Earth's interior // Tectonophysics. 1977. V. 41, N 1/3. P. 243-249.

Ismail-Zadeh A., Volozh Yu., Naimark B., Talbot C. Quantitative of the evolution of salt structures in the Pre-Caspian basin // EGS XXIII General Assembly Abstracts, Annales Geophysicae. 1998. V. 16. Suppl. 1. Part I. P. 79.

Ismail-Zadeh A.T. The Devonian to Permian subsidence mechanisms in basins of the East-European platform // J. Geodynamics. 1998. V. 26. N 1. P. 69-83.

Ismail-Zadeh A.T., Kostyuchenko S.L., Naimark B.M. The Timan-Pechora Basin (NE European Russia): tectonic subsidence and a model of formation mechanism // Tectonophys. 1997. V. 283. P. 205-218.

Ito E., Akaogi M., Topor L., Navrotsky A. Negative pressure-temperature slopes for reactions forming MgSiO perovskite from calorimetry // Science. 1990.V. 249. P. 1275–1278.

Ito E., Takahashi T. Postspinel transformations in the system Mg2SiO4–Fe2SiO4 and some geophysical implications // J. Geophys. Res. 1989. V. 94. P. 10637–10646.

Jarvis G.T., McKenzie D.P. The development of sedimentary basins with finite extension rates // Earth. Planet. Sci. Let. 1980. V. 48. P. 42–52.

Johnson J.W., Oelkers E.H., Helgeson H.C. SUPCRT92: A software package for calculating the standard molal thermodynamic properties of minerals, gases, gaseous species and reactions from 1 to 5000 bar and 0 to 1000 °C // Comp. Geosci. 1992. N 18. P. 899-947.

Jones C.H., Wernicke B.P., Farmer G.L. et al. Variations across and along a major continental rift: an interdisciplinary study of the Basin and Range Province, Western USA // Tectonophys. 1992. V. 213. P. 57-96.

Jordan T.E. Thrust loads and foreland basin evolution, Cretaceous, western United States // Am. Ass. Petrol. Geol. Bull. 1981. V. 65. P. 2506-2520.

Jordan T.E., Fleming P.B., Beer J.A. Dating thrust-fault activitity by use of foreland-basin strata.In: New Perspectives in Basin Analysis (Frontiers in sedimentary geology). K.L.Kleinspehn and C.Paola (eds.). Springer-Verlag New York Inc., 1988. P. 307-330.

Kaiho K. Benthic foraminiferal dissolved-oxigen index and dissolved-oxigen levels in the modern ocean // Geology. 1994. V. 22. P. 719-722.

Kamp P.J.J., Webster K.S., Nathan S. Thermal history analysis by integrated modelling of apatite fission track and vitrinite reflectance data: application to an inverted basin (Buller Coalfield, New Zealand) // Basin Research. 1996. V. 8. N 4. P. 383-402.

Karig D.E. Origin and development of marginal basins in the western Pacific // J. Geophys. Res. 1971. V. 76. P. 2542-2561.

Karner G. Effect of lithospheric in-plane stress on sedimentary basin stratigraphy // Tectonics. 1986. V. 5. P. 573-588.

Karner G.D, Driscol N.W., Weissel J.K. Response of the lithosphere to in-plane force variations. // Earth Planet. Sci. Let. 1993. V. 114. P. 397-416.

Karner G.D., Watts A.B. Gravity anomalies and flexure of the lithosphere at mountain ranges // J. Geophys. Res. 1983. V. 88. P. 449-477.

Karpov G.A, Zavarzin G.A., Eroshchev-Shak V.A. Bacterial origin of agents favouring clay formation in areas of hot spring discharge and solfataric activity // Volc. and Seismol. 1988. V. 6. P. 251-265.

Katz B.L., Kurata F. Retrograde condensation // Industr. and Eng. Chem. 1940. V. 32. N 6. P. 817-821.

Kellog L.H., King S.D. Effect of mantle plumes on the growth of D" by reaction between the core and mantle // Geophys. Res. Lett. 1993. V. 20. P. 379-382.

Kellog L.H., Turcotte D.L. Mixing and the distribution of heterogeneities in a chaotically convecting mantle // J. Geophys. Res. 1990. V. 95. P. 421–432.

Khain V.E. The role of rifting in the evolution of the Earth's crust // Tectonophys. 1992. V. 215. P. 1-7.

Kikuchi Y., Tono S., Funayama M. Petroleum resources in the Japanese island-arc setting // Episodes. 1991. V. 14, No. 3. P. 236-241.

Kingston D.K., Dishroon C.P., Williams P.A. Global basin classification // Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol. 1983. V. 67. P. 2175-2193.

Klein G. de V. Geodynamic criterion of sedimentary basins classification // 28 Int. Geol. Congr. Washington. 1989. Abstr. V.2. P.196-197.

Klemme H.D. Petroleum basins - classification and characteristics // Journ. Petrol. Geol. 1980. № 3. P.187-207.

Kodina L.A., Huang Y., Gavrilov Yu.O., Jones M., Eglinton G. Environment of Upper Paleocene black shale deposition in Southern Russia and adjacent regions as revealed by isotope and biomarker study // Organic Geochemistry: Developments and Applications to Energy, Climate, Environment and Human History. Selected papers from the 17th International Meeting on Organic Geochemistry. Donostia-San Sebastian, The Basque Country. 4th-8th September 1995. Grimalt J.O., Dorronsoro. C (eds.). 1995. P. 192-194.

Kooi H., Hettema M., Cloetingh S. Lithospheric dynamics and the rapid Pliocene-Quaternary subsidence phase in the southern North-Sea basin // Tectonophysics. 1992. V. 91. P. 145-159.

Korvin A. Shale compaction and statistical physics // Geophys. J. R. astr. Soc. 1984. V. 78. P. 35-50.

http://jurassic.ru/

Kravchenko-Berezhnoi I.R., Chamov N.P., Sherbinina E.A. MORB-like tholeiites in a Late Eocene turbidite sequence of Karaginsky Island (the western part of the Bering Sea) // Ofioliti. 1990. V. 15. N 2. P. 231-250.

Krumbein W.C. Criteria for subsurface recognition of unconformities // Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol. 1942. V. 26. P. 643-667.

Kuenen P.H. Quantitative estimations relating to eustatic movements // Geol. Mijnbouw. 1939. V.18. N.8. P.194-201.

Kulm L.D., Suess E., Moore J.C. et al. Oregon Subduction Zone: Venting, Fauna, and Carbonates // Science. 1986. V. 231. N 4738. P. 561-566.

Kulm L.D., von Huene R., Harlett J.C. et al. Proceedings of the Deep Sea Drilling Project. Initial Reports. Washington: U.S. Govt. Printing Office. 1973. V. 18. 495 p.

Kuznir N., Ziegler P. The mechanics of continental extensionan sedimentary basin formation: a simple-shear/ pure-shear flexuralcantilever model // Tectonophysics. 1992. V. 215. P. 117–131.

Langbein W.B., Schumm P.L. Yield of sediment in relation to mean annual precipitation // Tr. R. Geophys. Union. 1958. V. 39. P. 1076-1084.

Larroque Ch., Calassou S., Malavieille J., Chanier F. Experimental modelling of forearc basin development during accretionary wedge growth // Basin Research. 1995. V. 7. N 3. P. 255-268.

Lasaga A. Chemical kinetics of water-rock interactions // J. Geophys. Res. 1984. V. 89. N B6. P. 4009-4025.

Lawrence S.R., Cornford C. Basin geofluids // Basin Research. 1995. V. 7. N 1. P. 1-7.

Lay T., Williams Q., Garnero E.J. The core-mantle boundary layer and deep Earth dynamics // Nature. 1998. V. 392. N. 2. P. 461-468.

Lemoine P. Géologie du Bassin de Paris. Paris: Librairie Scientifique A. Hermann et fils. 1911. 408 p.

LePichon X., Franchateau J., Bonnin J. Plate tectonics. New York: Elsevier, 1973. 300 p.

Levi K.G., Balla Z. Kinematics of the opening of the Baikal Rift: new ideas // Intern. Workshop "Continental rift tect. and evolution of sed. basins". INTAS project. Novosibirsk. 1996. P. 31-31.

Lihou J. A new look at the Blattengrat unit of eastern Switzerland: Early Tertiary foreland basin sediments from the south Helvetic realm // Eclog. Geol. Helv. 1995. V. 88. P. 91-114.

Lindsay J.F., Leven J.H. Evolution of a Neoproterozoic to Palaeozoic intracratonic setting, Officer Basin, South Australia // Basin Research. 1996. V. 8. N 4. P. 403-424.

Link M.H., Osborne R.H. Lacustrine facies in the Pliocene Ridge Basin Group: Ridge Basin, California. // Modern and ancient lake sediments A. Matter and M.T. Tucker (eds.). Spec. Publ. Int. Assoc. Sedim. 1978. V. 2. P. 169-187.

Lipman P.W., Prostka H.J., Christiansen R.L. Evolving subduction zones in the western United States, as interpreted from igneous rocks // Science. 1971. V. 174. P. 821-825.

Lister C.R.B. On the thermal balance of a mid-ocean ridge // Geophys. J. Roy. Astron. Soc. 1972. V. 26. P. 515-535.

Lister G.S., Davis G.A. The origin of metamorphic complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A // J. Struct. Geol. 1989. V. 11. P. 65-94.

Lister G.S., Etheridge M.A., Symonds P.A. Detachment faulting and the evolution of passive continental margins // Geology. 1986. V. 14. P. 246-250.

Lobkovsky L.I., Cloetingh S., Nikishin A.M., et al. Extensional basins of the former Soviet Union – structure, basin formation mechanisms and subsidence history // Tectonophysics. 1996. V. 266. P. 251-285.

Lobkovsky L.I., Kerchman V.I. A two-level concept of plate tectonics: application to geodynamics // Tectonophysics. 1991. V.199. P. 343-374.

Longman M.W. , Mench P.A. Diagenesis of cretaceous limestones in the Edwards aquifer system of south-central Texas: a scanning electron microscope study // Sed. Geol. 1978. Vol 21. P. 241-276

Loutit T.S., Kennett J.P. New Zealand and Australian Cenozoic sedimentary cycles and global sea-level changes // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1981. P.1586-1601.

Lowell J.D. Structural Styles in Petroleum Exploration. OGCI Publications. Oil & Gas Consultants Int. Tulsa. 1990. 470 p.

Lupton J.E. Terrestrial inert gases: Isotope tracer studies and clues to primordial components in the mantle // Annu. Rev. Earth and Planet. Sci. 1983. V. 11. P. 371-414.

Lyon-Caen H., Molnar P. Constrains of the deep structure and dynamic processes beneath the Alps and adjacent regions from an analysis of gravity anomalies. //Geoph. J. Int. 1989. V. 99. P. 19-32.

Machetel P., Weber P. Intermittent layered convection in mantle with an endothermic phase changes at 670 km // Nature. 1991. V. 350. N. 7. P. 55-58.

Machetel P., Yuen D.A. Chaotic axisymmetric convection and large-scale mantle circulation // Earth Planet. Sci. Lett. 1987. V. 86. P. 93-104.

Mack G.H., Love D.W., Seager W.R. Spillover models for axial rivers in regions of continental extention: the Rio Grande in the Southerb Rio Grande rift, USA // Sedimentology. 1997. V. 44. P. 637-652.

Magara K. Thickness of removed sedimentary rocks? Paleopore pressure, and paleotemperature, SW part of Western Canada Basin // AAPG Bull. 1976. V. 60. N 4. P. 554-565.

Magaritz M., Taylor H.P. Oxygen, hydrogen and carbon isotope studies of the Franciscan formation, Coast Ranges, California // Geochim. et cosmochim. Acta. 1976. V. 40. No 2. P. 215-234.

Marston R.J., Groves D.L., Hudson D.R., Ross J.R. Nickel sulfide deposits in Western Australia: A review // Econ. Geol. 1981. V. 76. N 6. P. 1330-1363.

http://jurassic.ru/

Marty B., O'Nions R. K., Oxburgh E. R., Martell D., Lombardi S. Helium isotopes in Alpine regions // Tectonophysics. 1992. V. 206. P. 71-78.

Maruyama S. Plume tectonics // Jour. Geol. Soc. Japan. 1994. V. 100. N. 1. P. 24-49.

Massari F., Grandesso P., Stefani C., Jobstraibizer P.G. A small polyhistory foreland basin evolution in a context of oblique convergence: the Venetian Basin (Chattian to Recent, Southern Alps, Italy). Foreland Basins. Ph.A. Allen., P. Homewood (eds.) // IAS Spec. Publ. 1986. № 8. P. 141-168.

McKenzie D.P. Some remarks on the development of continental basins // Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. V. 40. P. 25-32.

McKenzie D.P., Roberts J.M., Weiss N.O. Convection in the Earth's mantle: towards a numerical solution // J.Fluid Mech. 1974. V. 62. P. 465–538.

Metivier F., Gaudemer Y., Tapponier P., Meyer B. Northeastward growth of the Tibet plateau deduced from balanced reconstruction of two depositional areas: The Qaidam and Hexi Corridor basins, China // Tectonics. 1998. V.17. N6. P. 823-842.

Miall A.D. A review of the braided river depositional environment // Earth Sci. Rev. 1977. V.13. P. 1-62.

Miall A.D. Architectural-Element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits // Earth Science Rev. 1985. V. 22. P. 261-308.

Miall A.D. Geology of fluvial deposits. Sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology. Berlin Heidelberg: Springer Verlag, 1996. 582 p.

Miall A.D. Geology of stratigraphic sequences. Berlin, Heidelberg, New York: Springer-Verlag, 1997. 433 p.

Miall A.D. Principles of sedimentary basin analysis. New York: Springer Verlag, 1984. 490 p.

Middleton G.V. Facies. // Encyclopedia of sedimentology. Stroudsburg, Pennsylvania, Dowden, 1978. P. 323-325.

Milani E.J., Zalan P.V. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America // Episodes. 1999. V. 22. N 3. P. 199-205.

Mitchum R.V., Vail P.R., Thompson S. Seismic stratigraphy and global changes in sea level. Part 2: The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. Seismic stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration. Ed. Payton C.E. // Am. Ass. Petrol. Geol. Memoir. 1977. V. 26. P.53-62.

Molnar P., Chen W.-P. Focal depths and fault plane solutions of earthquakes under the Tibetan Plateau // J. Geoph. Res. 1983. V. 88. P. 1180-1196.

Montenat Ch., Barrier P., d'Estevou Ph.O. Some aspects of the recent tectonics in the Strait of Messina, Italy // Tectonophys. 1991. V. 194. N3. P. 203-215.

Morelli A., Dziewonski A.M. Topography of the core-mantle boundary and lateral homogeneity of the liquid core // Nature. 1987. V. 325. P. 678-682.

Morley C.K. Extension, detachments, and sedimentation in continental rifts (with particular reference to East Africa) // Tectonics. 1989. V. 8. N6. C. 1175-1192.

Morley C.K., Patton T.L., Munn S.G. Transfer zones in East African rift system and their relevance to hydrocarbon exploration in rifts // Am. Ass. Petrol. Geol. Bull. 1990. V. 74. P. 1234-1253.

Morley C.K., Wescott W.A., Stone D.M., et al. Tectonic evolution of the northern Kenyan Rift // Journ. Geol. Soc. London. 1992. V. 149. P. 333-348.

Morton W.H., Black R. Crustal attenuation in Afar. Afar depression in Ethiopia. Stutgart. 1975. V. 1. P. 55-65.

Mountney N.P. Dynamic equilibrium within oceanic trenches: A useful analytical tool? // Geology. 1997. V. 25. N 2. P. 151-154.

Muhongo S., Kroëner A., Tusku P. Formation of Neoproterozoic Hp/Ht regional granulite terranes in Eastern Africa and implications for the Gondwana assembly // 31-st IGC Abstracts vol., General Symposia. Neoproterozoic Supracrustal sequences. Rio-de-Janeiro, Brazil, 2000. P. 255

Nadai A. Theory of flow and fracture of solids. McGraw-Hill, New York. 1963. V.2. 705 p.

Nadon G. The genesis and recognition of anastomosed fluvial deposits: data from the St. Mary River Formation, southwestern Alberta // J. Sed. Res. 1994. N. B64. P. 451-463.

Nakano T., Kajivara Y., Farrell C.W. Strontium isotope constraint on the genesis of crude oils, oil-field brines, and Kuroko ore deposits from the Green Tuff region of northeastern Japan // Geochim. et cosmochim. Acta. 1989. V. 53. P. 2683-2688.

Natland M.L., Kuenen Ph.H. Sedimentary history of the Ventura Basin, California, the action of the turbidity currents // Soc. Econ. Paleont. Miner. Spec. Publ. 1951. V. 2. P. 76-107.

New perspectives in Basin Analysis (Frontiers in sedimentary geology). K. L. Kleinspehn, C. Paola (eds.). New York, Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 1988. 453 p.

Nichols K.M., Silberling N.J. Eogenetic dolomitization in the pre-Tertiary of the Great Basin // Soc. Econ. Paleontol. and Miner. Spec Publ. 1980. N 28. P. 237-246.

Nikishin A.M., Brunet M.-F., Cloetingh S., Ershov A.V. Nothern Peri-Tethyan Cenozoic intraplate deformations: influence of the Tethyan collision belt on the Eurasian continent from Paris to Tian-Shan // C.R. Acad. Sci. Paris. 1997. V. 324. Serie IIa. P. 49-57.

Nikishin A.M., Cloetingh S., Lobkovsky L.I., Burov E.B., Lankreijer A.C. Continental lithosphere folding in Central Asia. Part 1. Constraints from geological observations // Tectonophysics. 1993. V. 226. N 1-4. P. 59-72.

Nikolaev V.G. The Middle Russian Aulacogen: a fossil analog of the Baikal Rift. Rifting in intracontinental setting... Project IGCP 400. Irkutsk-Tervurden. 1999. P. 150-153.

Norton D. Sourcelines, sourceregions, and pathlines for fluids in hydrothermal systems related to cooling plutons // Econ. Geol. 1978. V. 73. P. 21-28.

Norton D., Knight J. Transport phenomena in hydrothermal systems: Cooling plutons // Amer. J. Sci. 1989. V. 277. P. 937-981.

http://jurassic.ru/

Nur A. Dilatancy, pore fluids, and premonitory variations of ts/tp travel times // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1972. V. 62. P. 1222-1237.

Olsen K.I., Griffin W.L. Fluid inclusions studies of the Drammen Granite, Oslo Paleorift, Norway. 1: Microthermometry // Contrib. Miner. and Petrol. 1984. V. 87. N 1. P. 1-14.

Olson P., Silver P.G., Carlson R.W. The large-scale structure of convection in the Earth's mantle // Nature. 1990. V. 344. P. 209-215.

Otvos E.G.Jr., Price W.A. Problems of chenier genesis and terminology – an overview // Marine Geology. 1979. V. 31. P.251-263.

Oxburgh E.R., O'Nions R.K., Hill R.I. Helium isotopes in sedimentary basins // Nature. 1986. V. 324. P. 632-635.

Peacock D.C.P., Sanderson D.J. Displacements, segment linkage and relay ramps in normal fault zones // J. Struct. Geol. 1991. V. 13. P. 721-733.

Pelechaty S.M. Integrated chronostratigraphy of the Vendian System of Siberia: implications for a global stratigraphy // Journ. Geol. Soc. 1998. V. 155. P. 957-973.

Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R. Sands and Sandstones. Berlin, Heidelberg, New York: Springer-Verlag, 1972. 618 p.

Pfiffner O.A. Evolution of the north Alpine foreland basin in the central Alps // Foreland basins. P.A. Allen, P. Homewood (eds). Oxford.:Blackwell, 1986. V. 8. P. 219-228.

Picha F.J. Plate Tectonic Classification of Sedimentary Provinces // 28 Int. Geol. Congr. Washington. 1989. Abstr. V.2. P.606-607.

Pickering K.T, Underwood M.B., Taira A. Open-ocean to trench turbidity current flow in the Nankai Trough: Flow collapse and flow reflection // Proceedings of the Ocean Drilling Program. V. 131. Scientific results. Coollege Station, Texas: ODP. 1993. P. 35-44.

Pili E., Ricard Y., Lardeaux J.-M., Sheppard S.M.F. Lithospheric shear zones and mantle – crust connections // Tectonophys. 1997. V. 280. P. 15-29.

Pimenov V.P. A possibility of free thermal convection within the Earth's crust // Proc. Intern. conf. The Earth's thermal field and related research methods. Moscow, 1998. P. 198-200.

Pinet Â. Deep seismic profiling and sedimentary basin // Bull. Soc. geol. France. 1989. Ser. 8. V 5. N 4. P. 749-766.

Piper D.P. Lineament analysis of the environs of the Malawi rift and the influence of pre-existing structures on rift morphology // Journ. African Earth Sci. 1989. V.9. N 3/4. P. 579-587.

Pivnik D.A, Khan M.J. Transition from foreland- to piggi-back-basin deposition, Plio-Pleistocene Upper Sivalik Group, Shingar Range, NW Pakistan // Sedimentology. 1996. V. 43. P. 631-646.

Planke S., Smith R.B. Cenozoic extension and evolution of the Sevier Desert Basin, Utah, from seismic reflection, gravity, and well log data // Tectonics. 1991. V. 10. N2. P. 345-365.

Poag C.W., Ward L.W. Cenozoic unconformities and depositional supersequences of North Atlantic continental margins: Testing the Vail model // Geology. 1987. V. 15. P. 159-162.

Podladchikov Yu., Poliakov A., Yuen D. The effect of lithospheric phase transitions on subsidence of extending continental lithosphere // EPSL. 1994. V.124. P. 95-103.

Polyak B.G., Tolstikhin I.N. Isotopic composition of the Earth's helium and the motive forces of tectogenesis // Chem. Geol. 1985. V. 52. P. 9-23.

Poreda R.G., Jeffrey A.W.A., Kaplan I.R., Craig H. Magmatic helium in subduction-zone natural gases // Chem. Geol. 1988. V. 71. P. 199-210.

Posamentier H.W., Jervey, M.T., Vail P.R. Eustatic controls on clastic deposition I – conceptual framework // Sea-level changes: an intergrated approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication. 1988. V. 42. P.109-124.

Posamentier H.W., Vail P.R. Eustatic control on clastic deposition II – sequence and systems tract models. In Sea-level changes: an integrated approach. C.K. Wilgus et al. (eds.). Tulsa: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication. 1988. N 42. P.124-154.

Post-Cretaceous uplift and sedimentation along the western Fennoscandian shield. Jensen L.N.,Riis F., Boyd R. (eds). Norsk Geol. Tidsskrift. 1992. V.72. N 3. P. 221-338.

Potter P.E., Pettijohn F.J. Paleocurrents and basin analysis. New York: Springer-Verlag, 1963. 298 p.

Powers M.C. Fluid-release mechanisms in compacting marine mudrocks and their importance in oil exploration // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.. 1967. V. 7. P. 134-142.

Putnis A., McConnell J.D.C. Principles of Mineral Behaviour // Geoscience Texts. Oxford: Blackwell Scientific Publications. 1980. V. 1. 257 p.

Quinlan C. Models of subsidence mechanisms in intracratonicbasins and their applicability to North America examples // Sedimentary basins and basin forming mechanisms. Beaumont C., Tankard A. (eds.). Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir. 1987. P. 463-481.

Qureshy M.N., Iqballudin. A review of the geophysical constraints in modelling the Gondwana crust in India // Tectonophys. 1992. V. 212. N 1/2. P. 141-151.

Raaf J.F.M., Reading H.G., Walker R.G. Cyclic sedimentation in the Lower Westphalian of North Devon, England // Sedimentology. 1965. V. 4. P .1-52.

Ravenhurst C.E., Zentilli M. Hot brine evolution in Fundy Magdalen Basin. Sedimentary basins and basin-forming mechanisms. Beaumont C., Tankard A.J. (eds.) // Can. Soc. Petrol. Geol. Mem. 1987. V. 12. P. 335–349.

http://jurassic.ru/

Reading H.G. Sedimentary basins and global tectonics // Proc. geol. Ass. 1982. V.93. P.321-350.

Reading H.G. Tectonics and Sedimentation: Introduction // New perspectives in Basin Analysis (Frontiers in sedimentary geology). K.L.Kleinspehn and C.Paola, (eds.). New York: Springer-Verlag, 1988. P. 201-203.

Riddinhoug R.P. Recent movements of the Juan de Fuca Plate system // J. Geophys. Res. 1984. V. 89. P. 6980-6994.

Riis F. Dating and measuring of erosion, uplift and subsidence in Norway and the Norwegian shelf in glacial periods // Norsk Geol. Tidsskrift. 1992. V. 72. N 3. P. 325-331.

Riis F., Jensen L.N. Introduction: Measuring uplift and erosion-proposial for a terminology // Norsk Geol. Tidsskrift. 1992. V. 72. N 3. P. 223-228.

Ringwood A.E. Phase transformation and differentiation in subducted lithosphere: Implications for mantle dynamics basalt petrogenesis, and crustal evolution // J. Geol. 1982. V. 90. N6. P. 611-643.

Rosendahl B.R. Architecture of continental rifts with special reference to East Africa // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1987. V. 15. P. 445-503.

Rowley E.J., White N.J. Quantifying Basin Denudation Patterns of Europe Continental Shelf // Terra Nova. 1997. V.9. Europ. Union Geosci. Abstr. Suppl. N 1. P. 180.

Royden L., Hodges K.V. A technique for analyzing the thermal and uplift histories of eroding orogenic belts: a Scandinavian example // Journ. Geophys. Res. 1984. V. 89. N B8. P. 7091-7106.

Royden L., Keen C.E. Rifting process and thermal evolution ofthe continental margin of eastern Canada determined from subsidencecurves // Earth and Planet. Sci. Letters. 1980. V. 51. P. 342-361.

Royden L.,H. The Vienna Basin. a thin-skinned pull-apart basin. In Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation. N. Christie-Blick, K. T.Biddle (eds.) // Spec.Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner. 1985. V. 37. P. 319-338.

Sakai H., Matsubaya O. Isotopic geochemistry of the thermal waters of Japan and its bearing on the Kuroko ore solutions // Ibid. 1974. V. 69. P. 974-991.

Sakai H., Matsubaya O. Stable isotopic studies of Japanese geothermal systems // Geothermics. 1977. V. 5. P. 97-124.

Sales J.K. Uplift and subsidence of northwestern Europe: possible causes and influence on hydrocarbon productivity // Norsk Geol. Tidsskrift. 1992. V. 72. N 3. P. 253-258.

San'kov V., Deverchere J., Gaudemer Y. et al. Geometry and rate of faulting in the North Baikal Rift, Sibiria // Tectonics. 2000. V. 19. N 4. P. 707-722.

Savage D., Bateman K., Milodowski A. et al. Experimental investigation of granite–water interaction: (Geochemistry in relation to Hot Dry Rock development in Cornwall. Vol. 6) // Nottingham: British Geol. Surv., 1989. 162 p. (British Geochem. Group. Res. Rep.; 5d/89/2).

Scalter J.G., Christie P.A.F. Continental stretching, an explanation of the post-mid-Cretaceous subsidence of the central North Sea basin // Jour. Geophys. Research. 1980. V. 85. P. 3711-3739.

Schedl A., Wiltschko D.V. Sedimentological effects of a moving terrain // J. Geol. 1984. V. 92. P. 273-287.

Schlishe R.W. Half-grabn basin filling models: new constrains on continental extentional basin development // Basin research. 1991. V. 3. P. 123-141.

Schmid D. W., Podladchikov Yu. Yu. Localized versus distributed deformation in heterogeneous viscous rocks. 25h General Assembly of the EGS, Nice // Geophys. Res. Abstract. 2000. V. 2. P. 1580-1594.

Schmid D. W., Podladchikov Yu. Yu. Rheology inferred from direct numerical inversion of natural folds. 26th General Assembly of the EGS, Nice // Geophys. Res. Abstract. 2001. V. 3. P. 1532-1547.

Scholl D.W., Vallier T.L., Stevenson A.J. Sedimentation and deformation in the Amilia fracture zone sector of the Aleutian trench // Marine Geology. 1982. V. 48. P. 105-134.

Schopt W. Precambrian paleobiology: Problems and perspectives // Annu. Rev. Earth and Planet. Sci. 1975. V. 3. P. 212-249.

Schumm S.A. Speculation concerning palaeohydrologic controls of terrestrial sedimentation // Bull. Geol. Soc. Am. 1968. V. 79. P. 1573-1588.

Schumm S.A., Rea D.K. Sediment yield from disturbed Earth systems // Geology. 1995. V. 23. P. 391-394.

Segonzac G. The transformation of clay minerals during diagenesis and low-grade metamorphism: a review // Sedimentology. 1970. V. 15. N 3/4. P. 281-346.

Seismic Stratigraphy II; An Inteyrated approach to hydrocarbon exploration. Berg O.R., Donald G. (eds.) // Amer.Assoc.Petrol.Geol. Memoir. 1985. V. 39. 276 p.

Seismic stratigraphy-application to hydrocarbon exploration // Amer.Assoc.Petrol.Geol. Memoir. 1977. V. 26. 514 p.

Sengor A.M.C., Natalin B.A. Turkic-type orogeny and its role in the making of the continental crust // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1996. V. 24. P. 263-337.

Seranne M., Chauvet A., Seguret M., Brunel M. Tectonics of the Devonian collapse bassins of Western Norwey // Bull. Soc. Geol. France. Ser. 8. 1989. V.5. N 3. P. 489-499.

Seyfried W.E., Mottl M.J., Bischoff J.L. Seawater/basalt ratio effects on the chemistry and mineralogy of spilites from the ocean floor // Nature. 1978. V. 275. N 5677. P. 211-213.

Sheffels B., McNutt M. Role of subsurface loads and regional compensation in the isostatic balance of the Ranges // Journal of Geohysical Research. 1986. V. 91. P. 6419-6431.

http://jurassic.ru/

Sheridan R.E., Grow J.A. The Atlantic continental margin. The Geology of N. Am. // US. Geol. Soc. Am. Boulder. 1988. V. 1-2. 610 p.

Sherman S.I., Gladkov A.S. Fractals in studies of faulting and seismicity in the Baikal rift zone // Tectonophys. 1999. V. 308. P. 133-142.

Shirakai R., Sakai H., Endoh M., Kishima N. Experimental studies on rhyolite- and andesite-seawater interactions at 300° C and 100 bars // Geochem. J. 1987. V. 21. P. 139-148.

Sinclair H.D., Allen P.A. Vertical versus horizontal movements in the Alpine orogenic wedge: stratigraphic response in the foreland basin // Basin Research. 1992. V. 4. P. 215-232.

Sinclair H.D., Coakley B.J., Allen P.A., Watts A.B. Simulatio of foreland basin stratigraphy using a diffusion model of mountain belt uplift and erosion: an example from the central Alps, Awitzerland // Tectonics. 1991. V. 10. P. 599-620.

Sissingh W. Tectonostratigraphy of the North Alpine Foreland Basin: correlation of Tertiary depositional cycles and orogenic phases // Tectonophys. 1997. V. 282. P. 223-256.

Skagen J.I. Methodology applied to uplift and erosion // Norsk Geol. Tidsskrift. 1992. V.72. N 3. P. 307-311.

Sloss L.L. Conclusions // Sedimentary cover – North American craton. Geol. N. Amer. // Geol. Soc. Am. Boulder. 1988. V. D-2. P. 493-496.

Sloss L.L. Tectonic and eustatic factors in the late Precambrian-Phanerozoic global sea level changes // Geol. Soc. America Abstr. 1973. V. 5. N 7. P. 813

Smirnov Ya.B., Sugrobov V.M., Galushkin Yu.I. et al. Terrestrial heat flow in the Transition Zone from Asia to the NNW Pacific Ocean // Terrestrial heat flow and geothermal energy in Asia. M.L. Gupta and M. Yamano (eds.). New Delhi; Oxford: IBH Publ., 1995. P. 239-250.

Smoluchovski M.S. Some remarks on the mechanics of overthrusts // Geol. Mag. N. s. 1911. V. 1090. N 6. P. 204-205.

Sokoutis D., Brun J.P., Van Den Drieshche J., Pavlides S. A major Oligo-Miocene detachment in southern Rhodope controlling north Aegean extension. //Geol. Soc. London J. 1993. V. 150. P. 243-246.

Sonder L.J., England P.C., Wernicke B.P., Christiansen R.L. A physical model; for Cenozoic extension of western North America. Continental extensional tectonics. // Geol. Soc. London Spec. Publ. 1987. V. 28. P. 187-201.

Sovetov J.K. Sedimentologic sequences in Late Riphean aulacogens at south-western margin of the Siberian Platform related to sea-floor spreading // Report N 4 of the IGCP Project 283. Fourth International Symposium on Geodynamic Evolution of Paleoasian Ocean. Abstracts. Novosibirsk: UIGGM SB RAS, 1993. P. 164-167.

Steckler M.S., Watts A.B. Subsidence history and tectonic evolution of Atlantic-type continental margins // Dynamics of Passive Margins. R.A. Scrutton (Ed.), Geodynamics Series. Am. Geoph. Union. 1981. V. 6. P. 184-190.

Steckler M.S., Watts A.B. Subsidence of the Atlantic type continental margin of New York // Earth Planet. Sci. Lett. 1978. V. 41. P. 1-13.

Stephenson R., Lambeck K. Isostatic response of the lithosphere with in-plane stress: Application to Central Australia // J. Geophys. Res. 1985. V. 90. P. 8581-8588.

Stephenson R.A., Cloetingh S. Some examples and mechanical aspects of continental lithosphere folding // Tectonophysics. 1991. V. 188. P. 27-37.

Stixrude L., Hemley R.J., Fei Y., Mao H.K. Thermoelasticity of silicate perovskite and magnesiowustite and stratification of the Earth"s mantle // Science. 1992. V. 257. P. 10099-10101.

Summons R. E., Powell Ò. Chlorobiaceae in Paleozoic seas revealed by biological markers, isotopes and geology // Nature. 1986. V.319. P.763-765.

Summons R.E., Powell T. Identification of aryl isoprenoids in source rocks and crude oils: biological markers for the green sulfur bacteria // Geochim. et Cosmochim. Acta 1987. V. 51. P. 557-566.

Suppe J. Geometry and kinematics of fault-band folding. // Am. J. Sci. 1982. V. 283. P. 684–721.

Sylvester A.G. Strike-slip faults // Dull. Geol. Soc. Am. 1988. V. 100. P. 1666-1703.

Taylor M., Kesler S.E., Gloke P.L., Kelly W.C. Fluid inclusion evidence for fluid mixing. Mascot-Jefferson-City zinc district, Tennessee // Econ. Geol. 1983. V. 78. N 7. P. 1425-1459.

Tectonics of Sedimentary Basins. Busby C.J., Ingersoll R.V. (eds.). Blackwell Sci. 1995. 579 p.

Termier H., Termier G. Histoire geologique de la biosphere. Paris: Masson, 1952. 439 p.

Tolstikhin I., Lehmann B.E., Loosli H.H., Gautschi A. Helium and argon isotopes in rocks, materials, and related groundwaters: A case study in northern Switzerland // Geochim. et cosmochim. Acta. 1996. V. 60. N 9. P. 1497-1514.

Tommasi A., Vauchez A. Continental-scale heterogeneities and complex intraplate tectono-metamorphic patterns: insights from a case-study and numerical models // Tectonophys. 1997. V. 279. P. 327-350.

Torgersen T., Habermehl M.A., Clarke W.B. Crustal helium fluxes and heat flow in the Great Artesian Basin, Australia // Chem. Geol. 1992. V. 102. P. 139-152.

Trevisian L. Il Gruppo di Brenta. //Mem. Ist. Ged. R. Univ. Padova. 1939. V.13. P. 1-128.

Tsang C.F. Coupled hydromechanical-thermomechanical processes in rock fractures // Rev. Geophys. V. 29. P. 537-551.

Turcotte D. L., Shubert G. Geodynamics: Application of continuum Physics to Geological Problems. New York: Wiley, 1982. 450 p.

http://jurassic.ru/

Turcotte D.L., Oxburgh E.R. Finite amplitude convection cells and continental drift // J. Fluid Mech. 1967. V. 28. P. 29-42.

Tyler N., Ambrose W.A. Facies architecture and production characteristics of strand-plain reservoirs in north Markham-North Bay City field, Frio formation, Texas //AAPG Bull. 1986.V. 70. N 7. P. 809-829.

Vail P.R. Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy interpretation procedure. Atlas Stratigraphy // Amer.Assoc.Petrol.Geol. 1987. V. 27. N1. P. 1-10.

Vail P.R., Audemard F., Bowman S.A.,Eisner P.N., Perez-Cruz C. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology – an overview // Cycles and Events in Stratigraphy. G. Einsele, W Ricken, A. Seilacher (eds.). Berlin, Heidelberg, New York: Springer-Verlag, 1991. P. 617-659.

Vail P.R., Hardenbol J., Todd R.G. Jurassic unconformities, chronostratigraphy, and sea-level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy // Ed. Schlee J.S. Interregional unconformities and hydrocarbon accumulation: Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 36. 1984. P. 129-144.

Vail P.R., Mitchum R.M. Jr, Thompson S. Seismic stratigraphy and global changes of sea-level. Part 3 Relative changes of sea level from costal onlap. Part 4 Global cycles of relative changes of sea level // Seismic stratigraphy – application to hydrocarbon exploration. Ed. C.E. Payton // Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 1977. Vol. 26. P. 63-97.

Vail P.R., Mitchum R.M., Thompson S. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 4. Global cycles of relative changes of sea level // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 1977. V. 26. P.83-97.

Van Balen R. Tectonic control on the hydrodynamics and sedimentary records of extensional basins. Proefschrift Vrije Universiteit Amsterdam, 1995. 202 p.

Van Den Drieshche J., Brun J.-P. Tectonic evolution of the Montagne Noire (French Massif Central): a model of an extensional gneiss dome // Geodinamica Acta. 1992. V. 5. P. 85-101.

Van Hinte J.E. Geohistory analysis - application of micropaleontology in exploration geology // AAPG Bull. 1978. V. 62. P. 201-222.

Van Houten F.B., Bhattacharyya D.P. Phanerozoic oolitic ironstones – geologic record and facies model // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1982. V. 10. P. 441-457.

Van Keken P.E., King S.D., Schmeling H. et al. A comparison of methods for modeling of thermochemical // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. N B10. P. 22477-22495.

Van Schmus W.R. Tectonic setting of the Midcontinent Rift system // Tectonophys. 1992. V. 213. P. 1-15.

Van Wagoner J.C., Mitchum R.M., Posamentier H.W., Vail P.R. Seismic stratigraphy using sequence stratigraphy. Part II: Key definitions of sequence stratigraphy. Atlas of seismic stratigraphy. Ed. A.W. Bally // Am. Assoc. Petrol. Geol. 1987. V. 27. P. 11-14.

Van Wagoner J.C., Posamentier H.W., Mitchum R.M. et al. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions // Sea-level changes: an intergrated approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Spec. Publ. 1988. N 42. P. 39-45.

Velden van der A.J., Cook F.A. Proterozoic and Cenozoic subduction complexes: A comparison of geometric features // Tectonics. 1999. V. 18. N 4. P. 575-581.

Vening Meinesz F.A. Les "graben" africans, resultat de compression on de tension dans la croute terrestre // Konikl. Belg. Kol. Inst. Bull. 1950. V. 21. P. 539-552.

Volozh Yu.A., Antipov M.P., Brunet M.-F., Garagash I.A., Lobkovskii L.I., Cadet J.-P. Pre-Mesozoic geodynamics of the Precaspian Basin (Kazakhstan) // Sedimentary Geology. Special Issue. 2003. V. 156. Is. 1-4. N 10. P. 35-58.

Vredenborgh L.M. Tertiary gold-bearing mercury deposits of the Coast Ranges of California // Calif. Geol. 1982. V. 35, N 2. P. 23-27.

Wagner H. Über den Zusammenhang zwischen den Festigkeithypothesen von Mohr und Griffin // Rock Mech. 1969. N 1. P. 105-118.

Walderhaug O. Magnitude of uplift of the Sto and Normela Formations in the Hammerfest Basin-a diagenetic approach // Norsk Geol. Tidsskrift. 1992. V. 72. N 3. P. 321-323.

Walker R.G. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts // Facies models. Response to sea level change. R.G.Walker and N.P.James (eds). Geological Association of Canada, Love Printing Service Ltd. Stittsville, Ontario, 1992. P 1-14.

Wang H. Problems of Sequence Stratigraphy in China // Journal of China University of Geosciences. 2000. V. 11. N3. P.204-214

Watts A.B. The effective elastic thickness of the lithosphere and the evolution of foreland basins // Basin Research. 1992. V. 4. P. 169-178.

Watts A.B., Bodine J.H., Steckler M.S. Observations of flexure and the state of stress in the oceanic lithosphere // J. Geophys. Res. 1980. V. 85. P. 6369-6376.

Wayne D.M., McCaig A.M. Fluid flow during thrusting: A Sr isotopic study // Water-Rock Interaction. Y.K. Kharaka and A.S. Maest (eds.). Rotterdam: Balkema, 1992. V. 2. P. 1559-1562.

Weissel J.K, Anderson R.N., Geller C. A. Deformation of the Indo-Australian plate // Nature. 1980. V. 287. P. 284-291.

Welhan J.A. Origin of methane in hydrothermal systems // Chem. Geol. 1988. V. 71. P. 183-198.

Welte D.H., Horsfield B., Baker D.R. Petroleum and Basin Evolution. Berlin, Heidelberg: Springer-Verlag, 1997. 550 p.

Wentworth C.M., Zoback M.D. Structure of the Coalinga area and thrust origin of the earthquake. The Coalinga, California, Earthquake of May 2, 1983. M.J. Rymer and W.L. Ellsworth (eds.). Wash. (D.C.): US gov. print. off. 1990. P. 41-68.

http://jurassic.ru/

Wernicke B. Low-angle normal faults // Nature. 1981. V. 291. P. 645-648.

Wernicke B. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere // Can. J. Earth Sci. 1985. V. 22. P. 108-125.

Wernicke B., Axen G.J., Snow J.N. Basin and range extentional tectonics at the latitude of Las Vegas, Nevada // Bull. Geol. Soc. Am. 1988. V. 100. P. 1738-1758.

Wernicke B., Burchfield B.C. Modes of extensional tectonics // J. Struct. Geol. 1982. V. 4. P. 105-115.

Westbrook G.K. The Barbados ridge complex: tectonics of a mature forearc system. Trench-fore-arc geology: sedimentation and tectonics of modern and ancient active plate margins. Ed. J.K. Legett // Sp. Publ. Geol. Soc. London. 1982. V. 10. P. 275-290.

Westbrook G.K., Carson B., Musgrave R.J., et al. Proceedings of the Ocean Drilling Program. Initial Reports. College Station, TX: ODP. 1994. V. 146. 611 p.

Wickham S., Oxburgh E.R. Continental rifts as a setting for regional metamorphism // Nature. 1985. V. 318. N 6044. P. 330-333.

Windley B.F. The evolving continents. N.Y.: Wiley, 1984. 399 p.

Withjack M.O., Schlische R.W., Olsen P.E. Diachronous Rifting, Drifting and Inversion on the Passive Margin of Central Eastern North America: an Analog for Other Passive Margins // AAPG Bull. 1998. V. 82. N 5A. P. 817-835.

Woodward N., Boyer S., Suppe J. Balanced geological cross-sections: an essential technique in geological research and exploration // Short course presented at 28th IGC, AGU, Washington. 1988. V. 6. P. 131.

Yakovlev L. Chemical hydrofracturing of the hot dry rock reservoir // Proc. of the 21st Workshop on Geothermal Reservoir Engin., Stanford University, Stanford, California, Jan. 22-24, 1996. P. 501-506.

Yakovlev L. Chemical, thermal and hydrodynamic evolution of the water-rock system // International Association for Mathematical Geology: Silver Anniversary Meeting, Prague, 10-13 Oct. 1993: Program and abstracts. Prague, 1993. P. 70.

Yakovlev L. Chemical, thermal and mechanical processes coupling in the water-rock system: Theoretical and applied aspects. Water-Rock Interaction. Y.K. Kharaka and O.V. Chudaev (eds.). Rotterdam; Brookfield: Balkema, 1995. P. 767-771.

Yardley B.W.D., Lloyd G.E. Why metasomatic fronts are really metasomatic sides // Geology. 1995. V. 23. N 1. P. 53-56.

Yerkes R.F., Levine P., Wentworth C.M. Abnormally high fluid pressures in the region of the Coalinga earthquake sequence and their significance. The Coalinga, California, Earthquake of May 2, 1983. M.J. Rymer and W.L. Ellsworth (eds.). Wash. (D.C.): US gov. print. off. 1990. P. 235-258.

Yoder H.S., Jr., Tilley C.E. Origin of basalt magmas, an experimental study of natural and synthetic rock systems // J. Petrol. 1962. V. 3. P. 3342-3532.

Yu.Z., Lerche I. Modelling abnormal pressure development in sandstone/shale basins // Marine and Petroleum Geology. 1996. V. 13. N 2. P. 179-193.

Yuen D.A., Sabadini R., Gasperini P., Boschi E. On transient rheology and glasial isostasy // J.Geophys.Res. 1986. V. 91. P. 11420–11438.

Zen E., Hammarstrom J.M. Magmatic epidote and its petrologic significance // Geology. 1984. V. 12. P. 515-518.

Zoback M.D., Stephenson R.A., Cloetingh S. et al. Stress in the lithosphere and sedimentary basin formation // Tectonophys. 1993. V. 226. P. 1-13.

Zuber M.T. Compression of oceanic lithosphere: an analysis of intraplate deformation in the Central Indian Basin. // J. Geophys. Res. 1987. V. 92. P. 4817-4825.

http://jurassic.ru/

Научное издание

ОСАДОЧНЫЕ БАССЕЙНЫ: МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ, СТРОЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ

Под редакцией
Ю.Г. Леонова, Ю.А. Воложа

«Научный мир»
Лицензия ИД № 03221 от 10.11.2000.

Подписано к печати 17.11.2003.
Формат 60x88/8
Гарнитура Таймс. Печать офсетная.
Усл. печ. л. 64.29. Цв. вкладка 4.0 усл. печ. л.
Тираж 500 экз. Заказ 341
Издание отпечатано в типографии
ООО "Галлея-Принт"
Москва, 5-я Кабельная, 2б

http://jurassic.ru/

Для заметок

http://jurassic.ru/

Для заметок

http://jurassic.ru/

ISSN 0002-3272. Тр. ГИН РАН. 2004. Вып. 543. 1-526.



ISBN 5-89176-217-X

Фото - А.О. Мазарович, 2003 г.