

ISSN 0016-853X

Номер 5

Сентябрь - Октябрь 2002



ГЕОТЕКТОНИКА



<http://www.maik.ru>

Журнал основан в январе 1965 года.
Выходит 6 раз в год.



“НАУКА”

МАИК “НАУКА/ИНТЕРПЕРИОДИКА”

Российская академия наук

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 5 2002 Сентябрь–Октябрь

Основан в 1965 г.
Выходит 6 раз в год
ISSN: 0016-853X

Главный редактор
Ю.М. Пушаровский

Редакционная коллегия:

Ю.Н. Авсюк, Н.А. Богданов, Э. Бонатти (Италия), В.С. Буртман (ответственный секретарь), А.Л. Книппер, В.И. Коваленко, Р. Колман (США), Н.В. Короновский, К. Крук (Гавайи & Австралия), Ю.Г. Леонов, Е.Е. Милановский, В.М. Моралев, А.А. Моссаковский (заместитель главного редактора), А.С. Перфильев, С.В. Руженцев, В.Е. Хаин, В.Н. Шолпо

Журнал “Геотектоника” публикует статьи по общей и региональной тектонике, структурной геологии, геодинамике, экспериментальной тектонике, рассматривает связи тектоники с глубинным строением Земли, магматизмом, метаморфизмом, полезными ископаемыми. Публикуются также рецензии на научные статьи и книги, информация о научной жизни, реклама научной литературы, картографических материалов и приборов. Подписка на журнал принимается без ограничения всеми отделениями “Роспечати” (№ 70228 в каталоге).

Yu.M. Pushcharovsky – *Editor*

Editorial board

Yu.N. Avsyuk, N.A. Bogdanov, E. Bonatti (Italy), V.S. Burtman (Secretary), R.G. Coleman (USA), K.A.W. Crook (Hawaii & Australia), V.E. Khain, A.L. Knipper, V.I. Kovalenko, N.V. Koronovsky, Yu.G. Leonov, E.E. Milanovsky, V.M. Moralyev, A.A. Mossakovsky (Coeditor), A.S. Perfilyev, S.V. Ruzhentsev, V.N. Sholpo

“Geotectonica” journal publishes articles on general and regional tectonics, structural geology, geodynamics, experimental tectonics, considers the relation of tectonics to the deep structure of the Earth, to magmatism, metamorphism, and mineral resources. There are also published reviews of scientific articles and books, information on scientific life and advertisements of scientific literature, cartographic materials and devices.

Postmaster: “Geotectonica”, Geological Institute, 7 Pyzhevsky, 109017, Moscow, Russia.

Зав. редакцией М.Н. Шуплецова

Научные редакторы Н.Б. Заборовская, С.А. Куренков

Адрес редакции: 109017, Москва, Пыжевский пер., 7. Геологический институт РАН
Телефон: 230-81-77; факс: 951-04-43

Адрес издателя: 117997, Москва, ул. Профсоюзная, 90

Москва
Издательство “Наука”
Международная академическая
издательская компания “Наука/Интерпериодика”

© Российская академия наук.
Отделение геологии, геофизики,
геохимии и горных наук РАН.
Геологический институт, 2002 г.

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 5, 2002

Геофизические неоднородности и флюидная система консолидированной земной коры континентов <i>И. Г. Киссин</i>	3
Структурно-кинематические ансамбли и некоторые особенности постархейской геодинамики Карельского массива (Балтийский щит) <i>М. Г. Леонов, С. Ю. Колодяжный</i>	19
О структурном развитии Южной Атлантики <i>Ю. М. Пущаровский</i>	45
Механизм аккреции континентальной коры: пример Западной Камчатки <i>Е. А. Константиновская</i>	59
Строение и условия образования Самаркинской аккреционной призмы Южного Сихотэ-Алиня <i>И. В. Кемкин, А. Н. Филиппов</i>	79
Соотношение рифтов позднего фанерозоя со структурами докембрия в Африканско-Аравийском регионе <i>Е. А. Долгинов, Ж. А. Ф. Д'Альмейда</i>	89

Contents

No. 5, 2002

Simultaneous English language translation of the journal is available from MAIK "Nauka / Interperiodica" (Russia). *Geotectonics* ISSN 0016-8521.

Geophysical Heterogeneities and a Fluid System in the Consolidated Crust of the Continents

I. G. Kissin 3

Structural-Kinematic Ensembles and Some Specific Post-Archean Geodynamic Features of the Karelian Massif (Baltic Shield)

M. G. Leonov and S. Yu. Kolodyazhnyi 19

Structural Evolution of the South Atlantic

Yu. M. Pushcharovsky 45

Continental Crust Accretion Mechanism: West Kamchatka Case History

E. A. Konstantinovskaya 59

Structure and Formation History of the Samarka Accretionary Prism, Southern Sikhote-Alin

I. V. Kemkin and A. N. Filippov 79

Relationship between Late Phanerozoic Rifts and Precambrian Structures in the Africa-Arabia Region

E. A. Dolginov and G. A. F. D'Almeida 89

Сдано в набор 11.06.2002 г.

Подписано к печати 06.08.2002 г.

Формат бумаги 60 × 88¹/₈

Офсетная печать

Усл. печ. л. 12.0

Усл. кр.-отт. 4.0 тыс.

Уч.-изд. л. 12.0

Бум. л. 6.0

Тираж 322 экз.

Зак. 6500

Свидетельство о регистрации № 0110282 от 8.02.93 г. в Министерстве печати и информации Российской Федерации

Учредитель: Российская академия наук,

Отделение геологии, геофизики, геохимии и горных наук РАН,

Геологический институт (ГИН) РАН

Адрес издателя: 117997 Москва, Профсоюзная ул., 90

Отпечатано в ППП "Типография "Наука", 121099, Москва, Шубинский пер., 6

УДК 556.3/550.372/344.094

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ НЕОДНОРОДНОСТИ И ФЛЮИДНАЯ СИСТЕМА КОНСОЛИДИРОВАННОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ КОНТИНЕНТОВ

© 2002 г. И. Г. Киссин

Объединенный институт физики Земли РАН, 123995, Москва, Большая Грузинская, 10

Поступила в редакцию 15.01.2001 г.

Геоэлектрические и сейсмические неоднородности консолидированной коры широко распространены во многих регионах. К таким неоднородностям относятся области или участки с инверсией скоростей сейсмических волн, повышенными электропроводностью, поглощением волн, а также интенсивной субгоризонтальной расслоенностью. В формировании этих неоднородностей существенная роль принадлежит флюидам. Обсуждаются различные источники флюидов: поступление их сверху, генерация в глубинных частях коры, миграция из верхней мантии. Характеру указанных неоднородностей и данным об их локализации в наибольшей степени соответствуют представления о генерации флюидов непосредственно в глубинных горизонтах земной коры. Такая генерация обусловлена процессами метаморфической дегидратации. Модель гидродинамической системы консолидированной коры может быть представлена на основе известной в подземной гидродинамике схемы среды с двойной пористостью. Эта модель позволяет определить условия флюидного обмена между блоками пород с невысокой пористостью и системами трещин, разделяющими блоки. Показано, что глубинные разломы, по которым происходит вертикальная миграция флюидов, не могут служить основными путями поступления флюидов в протяженные субгоризонтальные зоны геоэлектрических и сейсмических неоднородностей. Установлено, что формирование и длительное сохранение обширных флюидонасыщенных зон геофизических неоднородностей в глубоких горизонтах земной коры происходит под действием самоорганизации, протекающей в открытых неравновесных динамических системах. Механизм самоорганизации определяется процессами, действующими в коре и мантии, и РТ-условиями коры. Этот механизм различен для древних, стабильных, и молодых, активных, областей. Содержание флюидов в консолидированной коре, которое фиксируется по характеру и распространению геоэлектрических и сейсмических неоднородностей, может служить индикатором тектонического режима геоструктур.

ВВЕДЕНИЕ

Существуют вполне определенные зависимости между тектоническим режимом земной коры, распределением геофизических неоднородностей в консолидированной части коры и степенью ее флюидонасыщенности (флюидизации). Важная роль флюидов в тектонических процессах определяется влиянием флюидов на реологию коры, РТ-условия, распределение напряжений, образование тех или иных структур. Установлена достаточно тесная связь между геодинамическим режимом различных областей и количеством флюидов, содержащихся в земной коре. Так, степень флюидизации возрастает в ряду: щиты–платформы древние–платформы молодые–краевые прогибы, т.е. от стабильных к динамичным геоструктурам [17]. Несмотря на то, что участие флюидов привлекается для объяснения генезиса некоторых тектонических структур (например, шарьяжей, гранитных куполов и др.), в целом, роль флюидов в геодинамических процессах остается мало изученной, а флюидный фактор не всегда принимается во внимание при построении геотектонических моделей.

В последнее время представления о флюидной природе геоэлектрических и сейсмических неод-

нородностей земной коры завоевали достаточно прочные позиции. Генезис неоднородностей чаще всего связывают с влиянием флюидов на физические свойства пород. Эти неоднородности выделяются в разрезе консолидированной коры континентов в виде зон повышенной электропроводности, пониженных скоростей и повышенных поглощений сейсмических волн, а также расслоенности коры – наличия серий отражающих площадок. Такие особенности разреза коры нередко трактуются как геофизические аномалии, например в [58], с чем нельзя согласиться, ибо особенности эти широко распространены в коре различных структур многих регионов и отражают закономерности развития и тектонического режима тех или иных структур. На это указывает характер неоднородностей в структурах разного возраста и с различной степенью современной или новейшей тектонической активности.

Чтобы понять, как воздействует флюидный фактор на структуру коры (развитие в ней геофизических неоднородностей) и геодинамические процессы, необходимо получить данные о состоянии и режиме флюидной системы консолидированной коры. Однако существуют большие расхождения взглядов и остаются многие неясности

по вопросам происхождения флюидов, путей их миграции и условий сохранения в тех или иных частях земной коры. Причина заключается в том, что современные состояние и динамика флюидов, заключенных в глубинных горизонтах коры, трудно доступны для непосредственного изучения. Результаты петрологических исследований флюидного режима земной коры, преимущественно флюидно-минеральных равновесий, совершенно недостаточны для понимания *современного* режима флюидов. Между тем именно этот – современный или в недавнем геологическом прошлом – режим флюидов является важным фактором формирования наблюдаемых геофизических неоднородностей и развития геодинамических процессов.

Источниками поступления флюидов в земную кору являются: атмосферные осадки и морские воды; воды, захороненные в осадочных породах, которые погружаются в глубинные зоны коры; выделение флюидов в результате минеральных преобразований, происходящих в литосфере и астеносфере, а также при окислении водорода и углеродсодержащих соединений. Чаще всего указывают на три основных источника флюидов в глубинных частях земной коры: инфильтрация метеорных вод, миграция летучих из мантии, выделение воды и углекислоты в результате метаморфических реакций дегидратации и декарбонатизации. Во многих работах ссылки на связь с флюидами геоэлектрических и сейсмических неоднородностей приводятся без указания генезиса и путей миграции флюидов. Некоторые авторы отрицают возможность сохранения воды в нижней коре и считают ее сухой вследствие распространения здесь пород гранулитовой фации метаморфизма. Определенные трудности возникают при объяснении природы флюидонасыщенных зон в коре древних стабильных структур, условия которых не способствуют развитию современных метаморфических процессов, а также миграции флюидов из мантии. Остается неясной роль разломов в качестве каналов транспортировки флюидов к зонам неоднородностей или отвода флюидов из этих зон.

Довольно широкое распространение и длительное сохранение в консолидированной коре флюидонасыщенных зон и связанных с ними геофизических неоднородностей нельзя объяснить с позиций традиционных исследований линейных процессов в равновесных геологических системах. Поэтому назрела необходимость реализовать новый подход, основанный на принципах синергетики и нелинейной геодинамики [28, 45]. В настоящей статье предпринята попытка рассмотрения указанных вопросов в свете новых данных применительно к формированию флюидонасыщенных зон геофизических неоднородностей консолидированной коры. Очевидно, что выяснение особенностей современного флюидного ре-

жима глубоких горизонтов коры представляет интерес и для понимания роли флюидов в геодинамических процессах.

1. ЛОКАЛИЗАЦИЯ ЭЛЕКТРОПРОВОДЯЩИХ И НИЗКОСКОРОСТНЫХ СЛОЕВ В КОНСОЛИДИРОВАННОЙ КОРЕ И ПРЕДСТАВЛЕНИЯ ОБ ИСТОЧНИКАХ ФЛЮИДОВ

В существующих публикациях отсутствуют достаточно полные обобщения, касающиеся распределения электропроводящих и низкоскоростных слоев в различных структурах консолидированной коры. Г.В. Краснопевцевой приведен анализ данных по параметрам волноводов в структурах ряда регионов бывшего Советского Союза [10]. Мощность волноводов изменяется от 1–2 до 15–17 км и чаще всего составляет 4–10 км. В коре древних щитов и кристаллических массивов волноводы обнаружены не повсеместно и расположены на меньших глубинах, чем в более молодых структурах. На платформах, наряду с более глубоким залеганием волноводов, наблюдается увеличение их мощности по сравнению со щитами. Еще большей мощностью и контрастным положением в поле скоростей отличаются волноводы в коре молодых складчатых областей. В континентальных рифтовых областях волноводы расположены на сравнительно небольших глубинах, преимущественно в верхних частях коры и имеют мощность 5–8 км.

Аналогичные характеристики низкоскоростных слоев приведены в работе [11], в которой использованы данные не только по Советскому Союзу, но и по некоторым зарубежным регионам, а также рассмотрены особенности распределения электропроводящего слоя в земной коре. Глубины центра электропроводящего слоя изменяются от 10 до 35 км, при этом они возрастают от молодых, тектонически активных структур к структурам древним, стабильным. В таком же направлении сокращается и суммарная проводимость – от 1000–2000 до 200–500 сименс. Отмечено, что на щитах электропроводящие и низкоскоростные слои залегают на разных глубинных интервалах, а в рифтовых зонах глубины этих слоев совпадают. Генезис электропроводящих слоев авторы указанной работы связывают с наличием в коре водонасыщенных горизонтов, которые образовались в результате дегидратации пород при небольших изменениях P - T -условий, а происхождение волноводов объясняют процессами гидратации пород.

В докембрийских структурах Канады, Украины, Скандинавии и некоторых других регионов выделены три типа коры, различающихся по геофизическим характеристикам (рис. 1) [61]. Тип I – скорости продольных (V_p) и поперечных (V_s) волн возрастают с глубиной без проявления инверсии;

удельное сопротивление высокое (10^3 – 10^4 Ом·м) и с глубиной существенно не изменяется. Тип II – сейсмические скорости, в общем, растут с глубиной, но в некоторых регионах прослеживаются слои с пониженными скоростями в интервале глубин 25–35 км; удельное сопротивление в нижней коре умеренное (100–300 Ом·м), что проявляется на глубинах от 20 км и более в виде горизонтов с повышенной электропроводностью. Тип III – инверсии сейсмических скоростей отмечены в интервале глубин 25–35 км; электропроводящие слои с низким удельным сопротивлением (10–50 Ом·м) залегают на глубинах от 25 до 40 км. (Надо заметить, что, судя по приведенным на рис. 1 графикам, типы II и III отличаются лишь по интенсивности снижения скоростей и сопротивлений на соответствующих глубинах). Таким образом, только в некоторых структурах, например, в центральных частях Канадского щита, в разрезе коры отсутствуют четко выраженные участки с пониженными электросопротивлением и сейсмическими скоростями. В регионах с I типом коры тепловой поток ниже, чем в областях, относящихся ко II типу. Нижняя кора I типа слагается безводными породами, а II и III типов – амфиболитами и серпентинитами, содержащими водные минералы.

Установлены различия геоэлектрических характеристик докембрийских и фанерозойских структур: в первых глубина проводящего слоя больше, чем во вторых; в фанерозойских структурах электропроводность выше, чем в докембрийских [7]. Электропроводность коррелируется со скоростью и поглощением сейсмических волн, а также с тепловым потоком, причем глубина корового проводника возрастает с уменьшением теплового потока. Авторы этой работы считают, что особенностям электропроводности консолидированной коры в наибольшей степени отвечает флюидная модель. Источником воды служит метаморфическая дегидратация пород. В некоторых работах, например [39], отмечается связь электропроводящих зон, волноводов и зон сейсмической расслоенности с флюидонасыщенными породами без указания источников флюидов.

Интерпретация результатов магнитотеллурического зондирования в регионе Киргизского Тянь-Шаня показала, что здесь по всем профилям зондирования выделяется проводящий слой, кровля которого находится на глубинах 20–30 км, а мощность составляет 15–25 км [52]. При сопоставлении с данными сейсмической томографии [65] выяснилось, что электропроводящие и низкоскоростные слои занимают довольно близкое положение в разрезе земной коры. В пределах Байкальской рифтовой зоны кровля проводящего слоя находится на глубинах 15–20 км, его мощность достигает 18 км [5], что существенно больше, чем по результатам прежних интерпретаций МТ-зондирования [35]. Новые данные о проводящем слое подтверждают его близкое положение

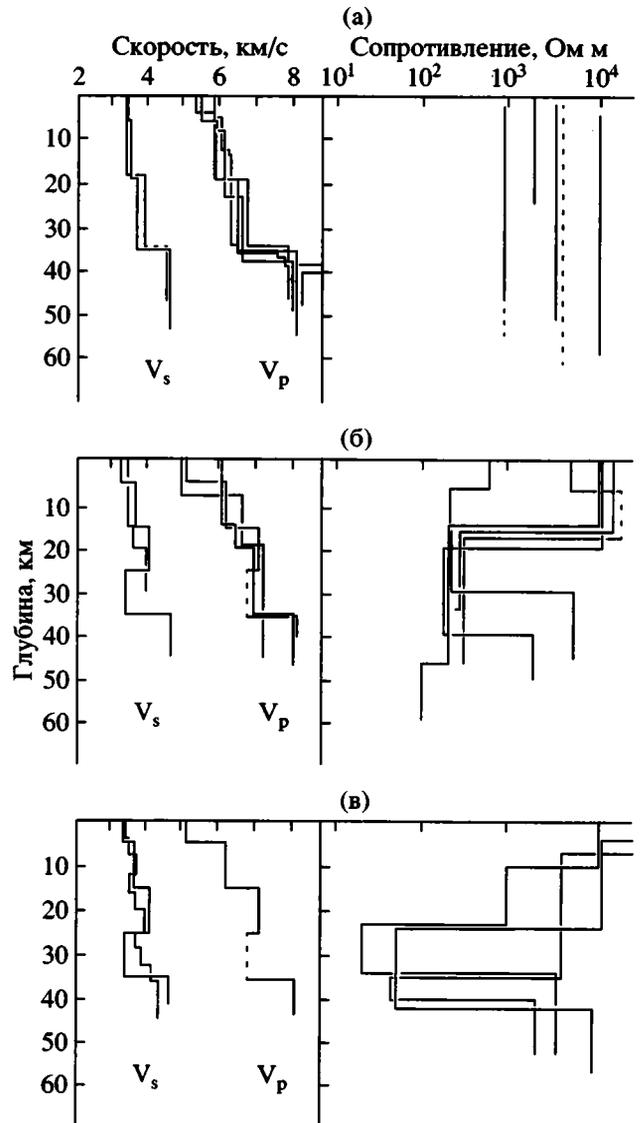


Рис. 1. Схемы изменения с глубиной сейсмических скоростей и удельных сопротивлений в земной коре некоторых докембрийских структур [61]
Типы земной коры: а – I, б – II, в – III (пояснения в тексте)

относительно волновода в коре рифтовой зоны. Однако в соседних районах Сибирской платформы волновод не обнаружен. Формирование проводящего слоя и волновода в земной коре Байкальского рифта обусловлено метаморфическими процессами дегидратации и гидратации – высвобождением воды и образованием диафторитов [6]. Согласно иной точке зрения, проводящий слой образовался при насыщении пород флюидами вследствие фильтрации на большие глубины поверхностных вод из оз. Байкал [43].

В пределах Белорусской антеклизы магнитотеллурические исследования показали наличие проводящего слоя мощностью 15–25 км, кровля

которого залегает на глубине около 11 км [1]. Указывается, что повышенная электропроводность слоя обусловлена изменениями в структуре пород, содержащих амфиболиты, в присутствии свободной воды метеорного происхождения, которая поступает с земной поверхности через глубокие впадины и разломы.

Поскольку имеющиеся данные об особенностях распределения электропроводящих и низкоскоростных слоев в земной коре различных геоструктур недостаточно представительны, характеристика соотношений этих слоев требует уточнения. Как уже упоминалось, в ряду от древних стабильных к молодым активным структурам возрастают мощность волноводов и величина снижения скорости, а также суммарная электропроводность. Глубины залегания волноводов и проводящих слоев в этом ряду изменяются в противоположных направлениях – растут для волноводов и сокращаются для проводящих слоев. Поэтому в некоторых структурах низкоскоростные и проводящие слои фиксируются на разных глубинах и даже отмечено отсутствие волноводов. Пока еще недостаточно ясны взаимоотношения этих слоев с такими неоднородностями коры, как зоны высоких поглощений сейсмических волн и субгоризонтальной расслоенности. Однако имеются данные о совпадении указанных слоев с областями высоких поглощений [22] и зонами расщепленности [39]. Эти зоны в Западной Европе приурочены к нижней коре (интервал глубин 10–25 км), а в регионах с толстой корой (Балтийский щит и др.) – к средней коре.

Можно, таким образом, констатировать определенную общность положения в консолидированной коре указанных неоднородностей, которые выделяются в средних и нижних горизонтах коры чаще всего на глубинах 20–35 км. Различия в локализации таких неоднородностей или их выпадение из разреза земной коры связаны с особенностями их генезиса, а также разной разрешающей способностью и точностью тех или иных методов. Изменения флюидонасыщенности пород по разрезу коры в разной степени сказываются на тех или иных показателях (электропроводности, скоростей волн и др.). По-видимому, флюидонасыщенность является основным, но не единственным фактором формирования рассматриваемых неоднородностей, которые могут быть полигенетическими. Как это вытекает из приведенного краткого обзора, суждения об источниках и путях миграции флюидов в глубоких частях земной коры остаются весьма неопределенными.

2. ПУТИ ПОСТУПЛЕНИЯ ФЛЮИДОВ В СРЕДНЮЮ И НИЖНЮЮ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Существуют три пути поступления флюидов в глубинные зоны земной коры: сверху, с дневной

поверхности или из приповерхностных горизонтов, снизу, из верхней мантии и генерация флюидов внутри коры, в пределах данных зон. Транспорт флюидов на значительные расстояния возможен при проницаемости пород выше 10^{-3} мД посредством фильтрации или гравитационной конвекции [14]. Именно на эти виды массопереноса необходимо обратить внимание при выяснении путей дальней миграции флюидов в земной коре. В очень тонких пленках межзерновых флюидов их перемещение обусловлено эффектом Ребиндера [53]. Водные растворы в глубоких частях земной коры при температурах около 400°C и выше находятся в надкритическом состоянии, и физические свойства надкритических флюидов существенно влияют на условия их миграции.

Нисходящая миграция флюидов. Такая миграция воды (флюиды иного состава не принимают в ней заметного участия) может происходить в результате фильтрации либо совместно с породой. В последнем случае вода, заключенная в порах и трещинах, а также в связанном виде в водосодержащих минералах осадочных пород, погружается вместе с породой в ходе геологического круговорота воды [17]. Это происходит в зонах субдукции и областях прогибания, а также в случае, если осадочные слои погребены под породами кристаллического фундамента в структурах шарьяжа. Очевидно, подобная миграция воды в среднюю и нижнюю части консолидированной коры может иметь большое значение в областях континентальных окраин, примыкающих к зонам субдукции. Во внутренних частях континентов этот путь играет заметную роль при формировании кристаллической коры в процессе метаморфического преобразования осадочных пород, поэтому такой источник воды следует учитывать только для очень молодой коры, сравнительно недавно испытавшей эти преобразования.

В нисходящие фильтрационные потоки могут быть вовлечены воды поверхностного (метеорного) или морского происхождения. Такая фильтрация обеспечивается за счет разности напоров воды между областями питания (повышенные участки суши или уровень моря) и разгрузки, т.е. под действием градиента гидростатического давления. В данном случае областями разгрузки являются глубинные горизонты земной коры, где в породах сохраняются поры или трещины – электропроводящие или волноводные зоны.

Чтобы понять, насколько реальны те или иные пути миграции флюидов в пределах земной коры и в какой степени эта миграция согласуется с законами подземной гидродинамики, необходимо обратиться к схеме гидродинамической зональности подземной (внутрикоровой) гидросферы. Эта схема, предложенная российскими исследователями (Ю.В. Мухин, П.Н. Кропоткин и Б.М. Валяев, А.А. Пэк, И.Г. Киссин и др.) еще в 1960-ые гг., предусматривает наличие трех зон,

последовательно сменяющихся с глубиной: гидростатических, переходных и литостатических давлений флюидов [19, 20]. Граница между первой и второй зонами в разных геоструктурах расположена на глубинах от 1 до 6 км, а между второй и третьей зонами установлена лишь в отдельных районах и находится, вероятно, на глубинах 5–10 км. На рис. 2 приведен график изменения с глубиной Z давления флюидов P_Φ в этих зонах. В зоне гидростатического давления градиенты флюидного давления $\text{grad}P_{\text{гидр}} = \Delta P_\Phi / \Delta Z$ и в зависимости от плотности воды изменяются в пределах 0.010–0.012 МПа/м. Если разность флюидных давлений на различных глубинных отметках водонасыщенной толщи $\Delta P_\Phi = P_2 - P_1$ отвечает градиенту гидростатического давления $\text{grad}P_{\text{гидр}}$ (см. рис. 2), вертикальная фильтрация воды в такой толще отсутствует. Фильтрация становится возможной, если $\text{grad}P_\Phi \neq \text{grad}P_{\text{гидр}}$. В соответствии с законом Дарси, скорость вертикальной фильтрации составляет

$$V_z = -k_z \frac{\partial(P_\Phi - P_{\text{гидр}})}{\partial Z}, \quad (1)$$

где k_z – коэффициент фильтрации. Знак (–) здесь указывает, что при положительном векторе скорости в направлении оси координат знаки скорости и градиентов противоположны. Нисходящая фильтрация воды происходит, если $\text{grad}P_\Phi < \text{grad}P_{\text{гидр}}$. При обратном соотношении создаются условия для восходящей фильтрации.

Фильтрационные потоки подземных вод в пределах зоны гидростатического давления (зоны I) хорошо изучены. Известно, что питание водоносных горизонтов атмосферными осадками (нисходящая фильтрация) происходит на повышенных участках рельефа, разгрузка – в акваториях или в депрессиях рельефа, куда направлены потоки подземных вод. Рассматриваемые флюидонасыщенные слои в средней и нижней частях земной коры (волноводы, электропроводящие слои и др.) приурочены к зоне III, где давление флюидов приближается к литостатическому (P_3 на рис. 2). Фильтрация воды в эти слои с дневной поверхности возможна либо при наличии приповерхностных источников очень высокого флюидного давления (P_4), что исключено, либо при снижении флюидного давления в указанных слоях до величины (P_3), более низкой, чем гидростатическое давление на соответствующей глубине. Такое снижение флюидного давления может явиться следствием образования дилатантных пустот, на чем основаны представления некоторых авторов о фильтрации приповерхностных (метеорных или морских) вод в глубинные зоны земной коры.

Проникновение метеорных вод на большие глубины часто связывают с механизмом сейсмического нагнетания. Данный механизм определяется развитием микротрещин дилатансии под действием высоких напряжений перед сейсмичес-

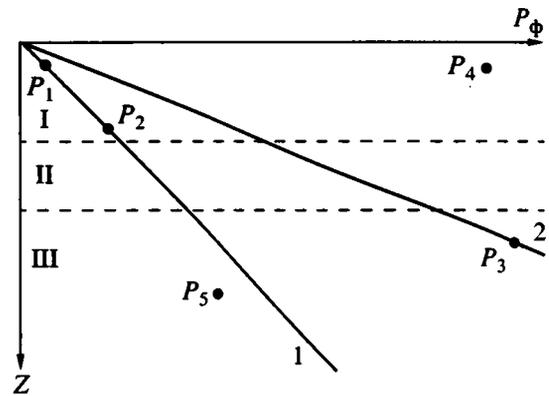


Рис. 2. Схема изменения флюидного давления P_Φ с глубиной Z

Градиенты давлений: 1 – гидростатического, 2 – литостатического. Гидродинамические зоны земной коры: I – гидростатических, II – переходных и III – литостатических давлений. Остальные пояснения см. в тексте

ким разрывом, при этом происходит всасывание воды. После образования разрыва микротрещины закрываются, выжимая воду, что приводит к сильному повышению дебита источников [66]. Заметим, что последнее следствие дилатансии не подтверждается длительным опытом наблюдений постсейсмических эффектов: изменения давления (уровня) или дебита подземных вод после землетрясений имеют различные знаки, и представления о преобладающем росте дебита источников не соответствуют натурным данным.

Посредством механизма сейсмического нагнетания объясняют глубокую циркуляцию метеорных вод в некоторых регионах, например, в сдвиговой зоне Пиренеев (рис. 3) [64]. Перед разрывом под действием высоких напряжений трещины в сдвиговой зоне раскрываются и флюидное давление падает, что вызывает затягивание воды из осадочной толщи Аквитанского бассейна (см. рис. 3, а). Во время и после разрыва трещины в массиве Астон в условиях растяжения распространяются вниз, и вода по ним устремляется вверх (см. рис. 3, б). Такое сейсмическое нагнетание внутри зоны разлома может привести к циклическому движению флюидов вверх и вниз. Мак-Кейг [64] считает, что подтверждением глубокой циркуляции метеорных вод в зонах разломов служат данные об изотопном составе кислорода и водорода в породах этих зон. Однако в этой схеме, по-видимому, не учитывается неглубокая циркуляция метеорных вод от областей питания на возвышенностях до очагов разгрузки в депрессиях рельефа. Такая циркуляция, которая часто проявляется в виде источников, широко распространена в горных массивах (и, в частности, на Пиренеях). Она, как правило, очень интенсивна и превалирует над слабыми потоками глубинных вод, что влияет на изотопные показатели в зонах разломов.

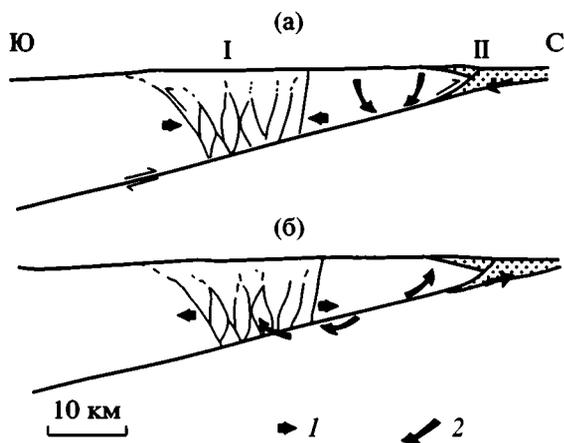


Рис. 3. Движение флюидов по модели сейсмического нагнетания в Пиренеях [64]: а – до разрыва, б – после разрыва

1 – направление стресса, 2 – пути движения флюидов.
I – массив Астон, II – Аквитанский бассейн

Изотопные индикаторы проникновения метеорных вод на большие глубины используются и в других работах, например, [32, 62]. При этом основываются на известных вариациях значений ^{18}O и D , характеризующих различные генетические типы вод – метеорных, морских, метаморфических и др. Предполагается, что изотопный состав кислорода и водорода в минералах, слагающих породы в разломных зонах, указывает на тип вод, с которыми эти породы контактировали в течение длительного времени. Это действительно так, но ведь глубокие части разломов, проникающие в среднюю и нижнюю кору, не доступны для натурных исследований. Если же они в результате эрозии приподняты на малые глубины, то становятся ареной интенсивной циркуляции метеорных вод, и породы при длительном соприкосновении с такими водами подвергаются переработке с соответствующим изменением изотопного состава. Таким образом, для изотопной диагностики типа вод, циркулировавших по разломам, необходимо знать, когда сформировалась изотопная метка на водовмещающих породах и не подвергалась ли эта метка последующим изменениям. Без этого изотопная диагностика вод не может быть однозначной.

Привлечение сейсмического нагнетания в качестве основного механизма поступления флюидов в обширные зоны средней и нижней коры, которые отличаются повышенной электропроводностью и пониженными сейсмическими скоростями, вызывает серьезные возражения.

1. Применительно к дилатантно-диффузной модели подготовки землетрясений, в основу которой положено воздействие дилатансии на миграцию флюидов, было справедливо отмечено, что “одновременное выполнение в большом объ-

еме земной коры с линейным размером порядка 10 км критических условий для дилатантного расширения маловероятно ввиду неоднородности напряженно-деформированного состояния пород” [51, с. 115].

2. Процессы дилатансии развиваются при подготовке и реализации сейсмических разрывов. Неясно, как они могут обеспечить широкое распространение порово-трещинного пространства внутри ненарушенных блоков, где часто встречаются волноводы и электропроводящие слои.

3. При достижении большой степени разрежения в процессе дилатансии в порах увеличивается эффективное сжатие, что приводит к подавлению дилатансии [46]. Заполнение пор флюидом способствует их более длительному сохранению. Но и в этом случае после прекращения процессов, ведущих к дилатансии, под действием эффективного сжатия должно происходить сокращение емкости пор и возрастание их изоляции вследствие растворения минерального вещества на контактах между зернами и удаления жидкости посредством гидроразрывов. Поэтому трудно объяснить, как могут сохраняться пустоты дилатантного происхождения в течение длительных тектонически спокойных периодов, когда уровень напряжений снижается.

4. Как это следует из геоэлектрических и сейсмических разрезов земной коры, электропроводящие и волноводные слои перекрываются достаточно выдержанными толщами высокоомных пород с повышенными сейсмическими скоростями. Неоднократно отмечалась низкая проницаемость этих плотных пород [15, 57]. Фильтрационные связи указанных слоев с приповерхностной зоной осуществляются главным образом по разломам, а на участках, удаленных от разломов, эти связи очень затруднены, что препятствует водообмену этих слоев с поверхностью посредством сейсмического нагнетания.

Согласно геомеханической модели, в которой использован принцип сейсмического нагнетания [12, 16], волноводы формируются за счет чередования двух флюидных режимов, обусловленных вязкой консолидацией (компакцией) и дилатансией. Первая определяет выжимание флюидов вверх, вторая – их поглощение и появление нисходящих потоков метеорных вод. Чередование этих режимов – автоколебательный процесс – поддерживает динамическое равновесие в волноводах. Такой механизм, по мнению авторов, обеспечивает проникновение метеорных вод на глубины до 15 км, а, возможно, до 30 км и влияет на колебания уровня внутренних морей (Каспий, Арал). С последним утверждением трудно согласиться. Если подземный сток в моря распространен достаточно широко, то фильтрация морских вод на большие глубины не допускается существующими градиентами флюидного давления (см. рис. 2). Чтобы такая фильтрация произошла, даже при

наличии в волноводе пустот с вакуумом, потоку морских вод необходимо преодолеть зоны сверхгидростатических и литостатических флюидных давлений, а движущие силы для этого отсутствуют. Указанная геомеханическая модель позволяет объяснить условия длительного существования флюидонасыщенных слоев в глубинных частях коры, однако она может реализоваться лишь при определенных тектонических напряжениях, а, главное, этой модели присущи все те трудности, которые были указаны выше применительно к механизму сейсмического нагнетания.

В высокопроницаемых зонах разломов вода может поступать на большую глубину под действием тепловой конвекции [32]. Соответствующая задача была решена для вертикального плоского разлома, проницаемость которого значительно больше проницаемости вмещающих пород. Авторы рассматривают тепловую конвекцию в пределах разлома совместно с механизмом сейсмического нагнетания, когда после землетрясения и разгрузки флюидов со сверхгидростатическим давлением в зоне разлома устанавливается гидростатическое давление. При этом тепловая конвекция обеспечивает промывание зоны разлома большими объемами метеорных или приповерхностных вод, что дает соответствующие изотопные эффекты в породах зоны разлома. В этой модели породы, слагающие блоки, не участвуют в водообмене с разломом, и модель не дает ответа на вопрос, как метеорные воды проникают из разлома в субгоризонтальные слои, электропроводящие или низкоскоростные.

Известны некоторые районы, где на определенных участках земной коры существуют условия для нисходящего движения флюидов. Это, в частности, так называемые зоны аномально низких пластовых давлений, образование которых чаще всего связывают с развитием трещиноватости вследствие тектонического растяжения. Такие зоны, в которых нарушается упомянутая выше гидродинамическая зональность, встречаются довольно редко. Ранее уже отмечалось, что участки с пониженным давлением флюидов должны быть ограничены определенными глубинами, ниже которых давления вновь возрастают [19]. Такое изменение флюидного давления с глубиной характерно и для обстановки "метаморфогенной инфильтрации воды", где нисходящее движение воды направлено из уплотняющейся молассовой толщи с очень высоким P_f в подстилающий базитовый субстрат. В верхней части субстрата низкое P_f формируется в результате гидратации минералов и поглощения воды [55]. Возрастание флюидного давления на определенном глубинном уровне создает условия для восходящей фильтрации флюидов. Кроме того, геофизические неоднородности в глубоких горизонтах консолидированной коры и соответствующие флюидонасыщенные зоны известны в геоструктурах,

где отсутствуют уплотняющиеся молассы или вообще нет осадочного покрова. Таким образом, пониженное давление воды или метаморфогенную инфильтрацию в указанных обстановках нельзя рассматривать в качестве основных факторов, определяющих формирование флюидонасыщенных зон геофизических неоднородностей в средней и нижней частях консолидированной коры.

Поступление флюидов из мантии. Поступление флюидов в земную кору из верхней мантии обусловлено процессами дегазации Земли, продолжающимися и в настоящее время. Вода и углекислота являются основными компонентами мантийных летучих, которые содержат также CH_4 , H_2S и некоторые другие соединения [48, 49]. Количественные оценки показывают средние содержания в современной мантии $H_2O - 0.014\%$ мас., $CO_2 - 0.002\%$ мас., остальные летучие присутствуют в еще меньших концентрациях. Экспериментально установлено, что в ПТ-условиях мантии алюмосиликаты обладают высокой растворимостью во флюидах, вследствие чего возможен постепенный переход высококонцентрированных водных растворов в богатые водой силикатные расплавы. При этом исчезает резкая граница между процессами магматического и флюидного массопереноса. Сделано заключение об устойчивости водных флюидов в значительном интервале глубин субконтинентальной мантии и о резком преобладании магматической формы транспортировки флюидов из мантии в земную кору [49]. На незначительную долю флюидных потоков из мантии, не связанных с внедрением мантийных расплавов, указывали и другие авторы. Преимущественная миграция мантийных флюидов в составе магмы подтверждается результатами изучения изотопного состава гелия, который при наличии мантийных источников отличается повышенным отношением $^3He/^4He$ [41]. Так, в Байкальской рифтовой зоне, где в основании земной коры залегает прогретая аномальная мантия [35], на отдельных участках зафиксированы отношения $^3He/^4He$, близкие к 10^{-5} , которые присущи мантийным флюидам [42]. Наличие в континентальных рифтах флюидов, связанных с активным магматизмом, отмечается многими исследователями [58 и др.].

У.С. Файф рассматривает влияние горячих точек, плюмов и магматического подслаивания на режим глубинных флюидов [59]. Он указывает, что возмущению от горячих точек подвергаются около 10% поверхности Земли. Внедрение и подслаивание мафической магмы должно происходить в больших масштабах вблизи раздела Мохо, что ведет к высокотемпературному метаморфизму. При этом в условиях гранулитовой фации и температуры магмы газовая фаза имеет высокие концентрации H_2 . Эффект массивного подслаивания должен поднимать и расширять кору, что при-

водит к увеличению проницаемости и способствует развитию конвекционных флюидных систем.

При кристаллизации подкорковых магм выделяется вода, что способствует конвективному переносу тепла и приводит к активизации метаморфических процессов. Таким образом, поступление в земную кору мантийных флюидов происходит в наибольшей степени в структурах, где мантийные расплавы поднимаются к нижней границе коры, т.е. в активных зонах. Надо полагать, что источниками поступления мантийных флюидов служат не только плюмы и горячие точки. Ф.А. Летников допускает наличие интенсивных флюидных потоков, поднимающихся вдоль зон разломов или региональных линейных метасоматических зон под избыточным флюидным давлением из астеносферы или нижних горизонтов литосферы. Эти флюидные потоки создают напряженные системы, которые могут функционировать длительное время – десятки и сотни миллионов лет [40].

Остаются недостаточно ясными масштабы генерации воды и углекислоты за счет окисления восстановленных флюидов. Такие флюиды (H_2 , CO , CH_4 и др.) окисляются по мере поступления в верхние части мантии и в земную кору ($H_2 \rightarrow H_2O$, $CO \rightarrow CO_2$, $CH_4 \rightarrow CO + 2H_2$ и др.), при этом выделяется энергия, необходимая для развития процессов магматизма и метаморфизма [34].

Генерация флюидов в толще консолидированной коры. Выделение флюидов в средней и нижней частях консолидированной коры континентов связано преимущественно с метаморфическими реакциями дегидратации. Как известно, большинство этих реакций протекает с поглощением тепла; объем образовавшихся продуктов реакций – твердых и флюидов – в сумме больше, чем объем исходных минералов, а объем твердого скелета в результате реакций чаще всего уменьшается [33, 54]. Эта последняя особенность метаморфической дегидратации имеет большое значение для флюидизации глубоких частей коры: в толще пород развиваются поры и трещины и одновременно генерируются флюиды. Таким образом, создаются условия для накопления и сохранения флюидов в толще, подвергавшейся дегидратации. Подобный эффект дают и метаморфические реакции с участием карбонатов, в результате которых выделяется углекислота.

Вероятно, впервые условия формирования корового волновода под действием метаморфических процессов детально рассматривались А.В. Брыксыным и В.В. Хлестовым применительно к Байкальской рифтовой зоне [6]. Было установлено, что низкоскоростные и электропроводящие слои образовались в толще глубоко эродированного фундамента при повторном ее прогреве, активизировавшем метаморфические реакции, которые привели к локальному насыщению пород флюидами. Эти реакции протекают в интервале глубин с температурой от 300–400 до 550–650°C. Соглас-

но [6], снижение удельного электрического сопротивления определяется величиной связности пор, заполненных флюидами, а уменьшение сейсмических скоростей обусловлено свойствами пород, слагающих слой диафоритов.

Многочисленные эксперименты, выполненные Е.Б. Лебедевым с соавторами [26, 63 и др.], позволили выявить основные особенности изменения скоростей упругих волн в различных глубинных породах при температурах до 900°C и давлениях до 600 МПа. Реакции метаморфической дегидратации вызывают снижение V_p и V_s , особенно интенсивное при повышении температуры до 600–650°C. Снижение V_p хорошо коррелируется с увеличением пористости и проницаемости пород. Все эти изменения обусловлены уменьшением эффективного напряжения под действием внутрипорового давления флюида, которое вызывает раскрытие пор и микротрещин.

Генезис рассматриваемых сейсмических и электрических неоднородностей в связи с процессами метаморфической дегидратации неоднократно обсуждался в литературе применительно к различным регионам [7, 19, 22, 60, 67 и др.]. Несмотря на достаточно широкое признание метаморфических процессов как важного источника флюидов в глубинных частях коры, сохраняется ряд неясностей и противоречий. Чаще всего споры возникают по вопросу о возможности наличия воды в нижней коре, представленной породами гранулитовой фации. Решение этого вопроса определяет, причастны ли флюиды к формированию электрических и сейсмических неоднородностей нижней коры. Ведь электропроводящие и низкоскоростные слои в некоторых регионах зафиксированы в нижней коре при температурах, соответствующих гранулитовой фации метаморфизма. Могла ли в этих условиях сохраниться вода?

Представления о низкой летучести H_2O как определяющем факторе гранулитового метаморфизма подтверждаются данными о составе флюидных включений. В качестве причин обезвоживания обычно называют: поглощение H_2O анатектическим расплавом, разбавление воды углеродосодержащими флюидами, изначальную сухость субстрата [8], поглощение H_2O в процессе ретроградного метаморфизма [68]. На этой основе некоторые исследователи [13, 58, 68 и др.] отрицают возможность существования свободной воды в нижней коре докембрийских кратонов и других тектонически спокойных структур и допускают такую возможность только в областях с активными тектоническими, метаморфическими или магматическими процессами. Соответственно оценивается и влияние воды на электропроводность нижней коры.

Можно привести серьезные доводы для обоснования иной точки зрения на современное наличие воды в нижней коре, сложенной породами гранулитовой фации.

1. Данные о флюидных включениях в породах характеризуют состав древних флюидов, сингенетичных породам гранулитовой фации, в которых эти включения сохранились. Такие замкнутые включения практически не влияют на электропроводность и другие физические показатели пород. Состав флюидов в межзерновых прослойках, а также сообщающихся порах и трещинах отражает современный или сравнительно недавний этап флюидного обмена. Эти флюиды могут содержать значительно больше воды, чем законсервированные включения.

2. Среди петрологов отсутствует единое мнение о степени участия воды в метаморфизме гранулитовой фации. Данные о водно-углекислом флюиде, сосуществующем с минералами при параметрах гранулитовой фации, указывают, что мольная доля H₂O в этом флюиде должна быть ниже 0.5. Расчеты показывают, что при температурах от 700 до 800°C и давлении 5–8 кбар мольная доля H₂O при метаморфизме была ниже 0.35 [8]. Оценки соотношений воды и углекислоты, приведенные разными авторами, дают мольную долю воды 0.2–0.35 или 11–15 % мас. При такой доле воды возможно существование в нижней коре обособленной водосодержащей фазы, если температуры не превышают 800°C. При более высоких температурах водно-углекислый флюид обуславливает парциальное плавление пород [31]. Все эти данные, таким образом, не подтверждают вывод о полном отсутствии воды в нижней коре гранулитового состава.

3. ГИДРОДИНАМИЧЕСКАЯ СИСТЕМА КОНСОЛИДИРОВАННОЙ КОРЫ – МОДЕЛЬ СРЕДЫ С ДВОЙНОЙ ПОРИСТОСТЬЮ

По характеру порово-трещинного пространства и фильтрационным характеристикам среды пород консолидированной коры можно выделить три категории: с повышенными значениями емкости пор и трещин, а также проницаемости; со сравнительно малой емкостью связанных каналов, которая оценивается величинами порядка десятых долей процента; с очень низкими пористостью и трещиноватостью, практически непроницаемые породы. Первые приурочены к зонам разломов, вторые – к блокам флюидонасыщенных пород. На геоэлектрических разрезах те и другие представлены низкоомными участками, а третьи – плотные массивы – характеризуются высоким удельным сопротивлением. Примеры таких геоэлектрических разрезов представлены на рис. 4.

В подземной гидродинамике системы с гетерогенными фильтрационными характеристиками математически моделируются средой с двойной пористостью (емкостью) [3, 37]. Такая трещинно-пористая среда состоит из блоков, сложенных по-

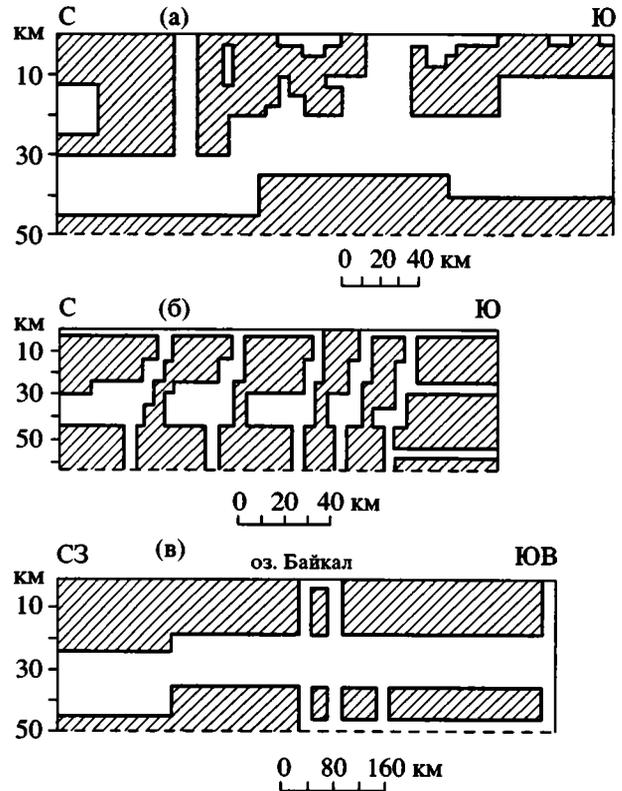


Рис. 4. Схематизированные геоэлектрические разрезы земной коры некоторых регионов: а – Северный Тянь-Шань (по меридиану 75°48') [52], б – Малый Кавказ (через эпицентральной зону Спитакского землетрясения 7.12.1988 г.) [4], в – Байкальская рифтовая зона и сопредельные территории [5]

Светлое поле – слои и зоны повышенной электропроводности (удельные сопротивления до 200 Ом · м), заштрихована область высоких сопротивлений (10³–10⁴ Ом · м)

родами с межгранулярными относительно мелкими порами, и системы трещин, разделяющей эти блоки (рис. 5). Емкость трещин очень мала по сравнению с общей емкостью пор. В пористых блоках сосредоточены основные запасы жидкости, а движение жидкости происходит преимущественно по трещинам, проницаемость которых значительно больше проницаемости пор. Между пористыми блоками и трещинами происходит обмен жидкостью. Процесс нестационарной фильтрации жидкости в системах с двойной пористостью описывается системой уравнений [3]:

$$\frac{\partial p_1}{\partial t} + \epsilon_2 \frac{\partial p_2}{\partial t} = \kappa (\epsilon_1 \nabla^2 p_1 + \nabla^2 p_2), \quad (2)$$

$$\epsilon_2 \frac{\partial p_2}{\partial t} = \kappa \nabla^2 p_2 + \frac{p_2 - p_1}{\tau}, \quad (3)$$

где соответственно для пористых блоков и систем трещин: p₁ и p₂ – давления жидкости, β и ε₂β – эффективные сжимаемости, ε₁κ и κ – проницаемости

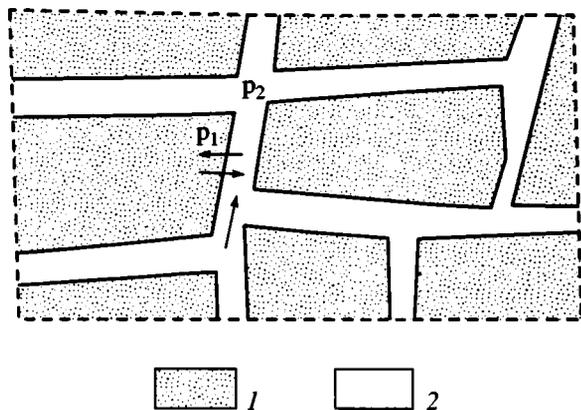


Рис. 5. Схема среды с двойной пористостью
1 – блоки пористых пород, 2 – системы трещин.
Стрелки – пути миграции флюидов. Остальные условные знаки объяснены в тексте

систем, ε_1 и ε_2 – комплексные параметры для характеристики трещинно-пористых сред; $\kappa = k/\mu\beta$, $\tau = \mu\beta/\alpha_0$, μ – вязкость жидкости, α_0 – мера интенсивности обмена жидкостью между системами блоков и трещин.

Дальнейшие исследования сред с двойной пористостью позволили получить упрощенную систему уравнений для случая, когда изменения давления в трещинах p_2 гораздо больше изменений давления в блоках p_1 [37]:

$$\frac{\partial p_1}{\partial t} + \varepsilon_2 \frac{\partial p_2}{\partial t} = \kappa \nabla^2 p_2, \quad (4)$$

$$\varepsilon_2 \frac{\partial p_2}{\partial t} = \kappa \nabla^2 p_2 + \frac{p_2}{\tau}. \quad (5)$$

Подобная система уравнений получена и для случая, когда изменения давления в блоках p_1 значительно больше изменений давления в трещинах p_2 .

Модели среды с двойной пористостью используются для гидродинамических расчетов применительно к водоносным и нефте-газоносным трещинно-пористым пластам. На основе этих моделей может быть с некоторым приближением выполнено описание флюидного обмена между достаточно крупными блоками земной коры, в которых заключены флюидонасыщенные слои, и разделяющими их разломами. При этом в зависимости от источников флюидов и флюидного давления возможны различные соотношения между блоками и разломами: разломы служат питающими каналами ($p_2 > p_1$); источники флюидов заключены в блоках, а разломы являются дренирующими элементами ($p_1 > p_2$). Если разломы служат путями поступления флюидов, то источниками последних могут быть, как уже отмечалось выше, флюиды либо поверхностного, либо мантийного происхождения.

Чтобы определить условия транспортировки флюидов по разломам, необходимо коснуться некоторых особенностей распространения крупных разломов [50]. По данным ГСЗ, нарушенность земной коры разломами D (количества разломов на единицу длины профиля, пересекающего определенные горизонты коры) убывает с глубиной. На глубине 20 км средние значения $D = 11.5 \text{ км}^{-1} 10^{-3}$, а на глубине 40 км (средняя глубина раздела Мохо по бывшему СССР) $D = 8 \text{ км}^{-1} 10^{-3}$. Для подвижных поясов нарушенность коры выше, чем для платформенных областей. Глубина проникновения разлома увеличивается с ростом его протяженности. Длина разломов, достигающих подошвы коры, составляет 100 км и более. В.А. Саньковым [50] установлены зависимости расстояний между разломами одного ранга M и глубинами проникновения разломов H , которые описываются уравнением $H = bM^a$, где b и a – эмпирические коэффициенты, зависящие от типа и возраста структур. При глубине разломов в 40 км средние расстояния между ними на платформах 65–73 км, а в областях молодой складчатости 45 км. Эти данные дают представление о величине блоков земной коры, ограниченных глубинными разломами.

Поступление метеорных или морских вод по разломам в блоки средней или нижней частей коры, как уже отмечалось выше, маловероятно. Поступление мантийных флюидов в указанные блоки соответствует модели среды с двойной пористостью. Однако, исходя из свойств этой модели (соотношения пористости и проницаемости разломов и блоков), трудно допустить, что транспорт мантийных флюидов по удаленным один от другого разломам является основным источником поступления флюидов в протяженные слои внутри блоков.

4. ФЛЮИДОНАСЫЩЕННЫЕ СЛОИ И ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ НЕОДНОРОДНОСТИ КОНСОЛИДИРОВАННОЙ КОРЫ КАК САМООРГАНИЗУЮЩИЕСЯ СТРУКТУРЫ

Формирование в средних и нижних частях коры слоев и зон, электрические и сейсмические особенности которых связаны с флюидонасыщенностью, возможно в условиях, когда существует механизм, определяющий длительное сохранение и/или пополнение запасов флюидов. Однако в глубинных горизонтах коры действуют два фактора, препятствующих длительному сохранению флюидов. Первый – растворение минералов на контактах зерен под влиянием сильного одно-стороннего давления и отложение растворенного вещества на стенках пор. Это явление, хорошо известное как принцип Рикке, в условиях высоких литостатических давлений или тектонических напряжений приводит к уменьшению пористости

вплоть до полной ликвидации связанных пор. Поскольку именно такие поры определяют электропроводность пород, широкое распространение электропроводящих слоев возможно только при наличии механизма, не допускающего дегградации пористости.

Если в стабильных структурах состояние флюидных систем зависит от уплотнения пород по принципу Рикке, то в структурах тектонически активных, где трещинно-поровое пространство периодически обновляется, длительному сохранению флюидов препятствует наличие в коре путей эмиграции, прежде всего зон разломов. Пополнение запасов флюидов определяется масштабами и временем протекания процессов метаморфической дегидратации, а также возможностью притока мантийных флюидов. Современная обстановка древних пассивных структур не способствует развитию таких процессов. Таким образом, возникают серьезные противоречия. Для их устранения необходимо рассматривать условия флюидизации глубинных частей коры с позиций неравновесной термодинамики [38]. Надо полагать, что формирование и сохранение флюидонасыщенных слоев и зон происходит при участии процессов самоорганизации.

Процессы самоорганизации геологических систем детально исследовались Ф.А. Летниковым. Особое внимание при этом уделялось метаморфизму и метасоматозу в зонах глубинных разломов, а также процессам, протекающим при формировании магматогенных и гидротермальных рудных месторождений [28–30]. На примере зон глубинных разломов Кокчетавской глыбы и Прибайкалья установлено, что каждая такая зона является долгоживущей (100–150 млн. лет) самоорганизующейся системой периодического действия, в которой интенсивные процессы метаморфизма и метасоматоза проявлялись в сравнительно короткие промежутки времени. Движущей силой флюидного потока в гидротермальных системах являются градиенты температуры и давления. В таких системах развивается самоорганизация, если скорость химических реакций с участием флюида превышает или равна скорости флюидного потока.

К числу самоорганизующихся пространственно-временных структур должны быть отнесены не только зоны разломов, но и флюидонасыщенные участки блоков пород средней и нижней коры, т.е. вся флюидная система с двойной пористостью, которая рассматривалась выше. Важнейшие особенности этой флюидной системы – ее временная изменчивость и зависимость от РТ-условий земной коры. Изменения удельного сопротивления проводящего слоя до и после серии землетрясений, слабых и умеренной силы, были зарегистрированы в течение нескольких месяцев на Бишкекском полигоне (Киргизия) [44], что интерпретировалось как изменение флюидонасыщен-

ности проводящего слоя [19]. О более длительных изменениях флюидной системы свидетельствуют вариации поля поглощения поперечных волн в очаговых зонах сильных землетрясений Тянь-Шаня [24]. Эффективная добротность Q_s в первые месяцы после сильных землетрясений составляла 140–200 и через несколько десятилетий увеличилась до 300, а в некоторых случаях даже до 1000. Соответственно уменьшилась величина поглощения волн, которую связывают с наличием флюидов. Таким образом, содержание флюидов снижалось по мере стабилизации напряженно-деформированного состояния среды.

Как отмечает Ю.М. Пуцаровский [45], нашей планете присущи неравновесность стационарных состояний, неустойчивость систем, катастрофические процессы. В формировании этих свойств несомненна большая роль флюидов – самой подвижной составляющей геологической среды. Нелинейные свойства флюидной системы консолидированной коры выражены в сильной реакции системы на слабые воздействия. Существенные изменения состояния этой системы, примеры которых приводились выше, являются откликом на слабые возмущения РТ-параметров. Изменения РТ-условий определяют направление и скорость реакций гидратации-дегидратации, влияют на развитие процессов гидроразрыва и на емкость порово-трещинного пространства, вмещающего флюиды.

Если допустить, что какая-либо область консолидированной коры представляет собой изолированную систему, то вследствие длительного воздействия литостатической нагрузки в условиях повышенной пластичности пород глубинных горизонтов коры в ней произойдет уплотнение пород, а поры и трещины будут ликвидированы. Такая область стремится к равновесному состоянию, и в ней не могут сохраниться флюидонасыщенные зоны и связанные с ними неоднородности. Но кора является открытой системой, в которой осуществляется обмен веществом (флюидами) и энергией (теплом) с соседними оболочками планеты. В открытой системе происходит самоорганизация – антиэнтропийный процесс, сопровождающийся поглощением энергии и направленный против равновесия [47]. К категории неравновесных процессов следует отнести флюидизацию консолидированной коры. Флюидизация развивается в поле высоких литостатических давлений и сопровождается разуплотнением пород. Разуплотнение может быть следствием метаморфической дегидратации либо тектонических подвижек. Надо полагать, таким образом, что флюидизация земной коры и формирование в ней геофизических неоднородностей определяют меру неравновесности и, следовательно, тектонической активности земной коры. Такое предположение, по-видимому, подтверждается имеющимися фактическими данными: чем более флюидизирована кора тех или

иных геоструктур, тем сильнее проявляются в ней геоэлектрические и сейсмические неоднородности и выше тектоническая активность геоструктур. Неравновесное состояние характерно для флюидов не только в земной коре. М.В. Родкин указывает на некоторые особенности флюидопроводящих систем литосферы, позволяющие отнести их к неравновесным диссипативным структурам¹.

Процессы самоорганизации, формирующие флюидную систему и геофизические неоднородности консолидированной коры, требуют дополнительных исследований. Сейчас можно кратко остановиться на двух процессах, оказывающих существенное влияние на флюидизацию: метаморфической дегидратации и тектонического деформирования. Ранее автором рассматривалась возможность циклических проявлений метаморфической дегидратации пород [19]. Известно, что реакции дегидратации тормозятся по мере выделения воды и роста ее парциального давления. Однако, когда давление достигнет определенного уровня, происходит гидроразрыв слабопроницаемых пород и часть воды удаляется. При этом давление воды падает и дегидратация возобновляется. Одновременно происходит изменение температуры: поглощение тепла при дегидратации приводит к снижению температуры и соответствующему замедлению реакции, в результате чего потери тепла сокращаются и температура вновь возрастает. Так создаются условия для последующего роста скорости дегидратации и повторения цикла. Подобный механизм циклической дегидратации требует дальнейшего изучения. По-видимому, он реализуется при наличии возмущений, препятствующих равновесному течению реакции, – изменений потоков тепла, тектонических подвижек и др. Благоприятные условия для этого существуют в нелинейных системах, где очень слабые возмущения приводят к существенным откликам. Надо полагать, что реакция дегидратации может инициироваться при небольших повышениях температуры или изменениях флюидного давления. Система должна быть особенно чувствительна к изменениям флюидного давления в диапазоне, близком к критической величине, при которой осуществляется гидроразрыв.

Скорость дегидратации изменяется также под действием тектонической активизации зоны разлома. Если в такой зоне происходят подвижки, ее проницаемость увеличивается. Это способствует усилению потока флюидов снизу и соответствующему прогреву зоны и смежных частей блока, что приводит к повышению скорости дегидратации. В результате подвижек усиливаются также фильтрационные связи между зоной разлома и смежными частями блока. Появляется возможность оттока флюидов, давление которых при де-

гидратации возросло, из этих частей блока через разлом вверх. После прекращения подвижек проницаемость пород в пограничной области между разломом и блоком под действием процессов гидратации и минералообразования снижается, и уменьшается флюидный обмен в этой области.

Подобные изменения условий дегидратации могут быть связаны и с деформационными волнами. Так, в земной коре Тянь-Шаня, по сейсмологическим данным, были обнаружены временные перестройки полей напряжений и трещиноватости. Эти изменения, которые происходили и в спокойный период, и в год сильного землетрясения, связывают с самоорганизацией поля напряжений–деформаций [2]. Деформационные волны, по-видимому, проявляются не только в тектонически активных, но и в стабильных платформенных областях. Гидрогеологическими наблюдениями в Белоруссии, на северо-восточной окраине Припятской впадины были обнаружены эффекты, предположительно обусловленные прохождением деформационных волн [21].

Наличие в земной коре самоорганизующихся пространственно-временных структур, связанных с распределением флюидов, подтверждается при рассмотрении генезиса зон повышенной сейсмической расслоенности. Эти зоны представляют собой чередование слоев с повышенными и пониженными скоростями, разница которых достигает 0.5 км/с. Такая расслоенность четко выражена по изменению скоростей *p*-волн и слабо проявляется по скоростям *s*-волн, что объясняется наличием флюидов [39]. Образование зон расслоенности обусловлено воздействием взаимосвязанных процессов: повышенного флюидного потока, метаморфизма и тектонического течения вещества [27, 36]. Надо полагать, что эти зоны формировались в обстановке, когда *PT*-условия и тектонический режим способствовали развитию самоорганизующейся системы, определяющей чередование слоев флюидонасыщенных и плотных, в которых развивались процессы метаморфизма, соответственно прогрессивного (дегидратация) и регрессивного (гидратация).

Возможность длительного существования флюидонасыщенных зон, которые образовались в результате дегидратации и фиксируются в геоэлектрическом и сейсмическом разрезах земной коры, подтверждается данными численного эксперимента, выполненного И.А. Гарагашем для изучения эволюции напряженного состояния коры в окрестностях очага дегидратации [9]. Этот эксперимент был проведен в связи с предположением о воздействии метаморфической дегидратации пород в глубинных частях коры на сейсмическую активность [18]. Промежуточным результатом эксперимента явились данные о распределении избыточного порового давления и потоков флюида в системе “разлом–очаг дегидратации” на различных стадиях развития процесса.

¹ Родкин М.В. Роль глубинного флюидного режима в геодинамике и сеймотектонике. М., Национальный геофиз. комитет. 1993. 196 с.

В качестве модели рассматривался очаг дегидратации мощностью 10 км и протяженностью 40 км с кровлей на глубине 25 км. Край очага сочленяется с разломом. Верхняя кора, покрывающая очаг, практически непроницаема. Плоская модель была разбита на элементы с размером 2×2 км, ширина зоны разлома 2 км. Компоненты модели отличаются по фильтрационным параметрам. После завершения реакции дегидратации происходит перераспределение флюидного давления в очаге дегидратации и зоне разлома. Перераспределение давления сопровождается фильтрацией флюида, прежде всего, в зону разлома. Расчетами определены давления в разных частях блока и разлома через определенные промежутки времени (до 12 млн. лет) после начала реакции. Выполненные расчеты не учитывают возможной миграции флюидов через трещины гидроразрыва. Несмотря на это, они дают представление о характере распределения флюидов и свидетельствуют о весьма длительном сохранении флюидов в блоке, подвергнувшись дегидратации. Численный эксперимент показал, что в результате дегидратации и повышения флюидного давления происходит рост напряжений и увеличивается нагрузка на разломы, что приводит к активизации сейсмического процесса. При этом, как уже отмечалось, усиливается флюидный обмен, стимулирующий развитие метаморфических реакций. Таким образом, действует механизм самоорганизации взаимосвязанных процессов – метаморфических и сейсмических.

Приведенные результаты расчетов, в принципе, согласуются с натурными данными по Кольской сверхглубокой скважине (СГ-3) [23, 25]. Эти данные указывают, что глубинные зоны разуплотнения, образовавшиеся в коре под действием метаморфической дегидратации, могут сохраняться в течение длительного геологического времени. По мнению авторов [25], из этих зон по СГ-3 за 1.8 млрд. лет было удалено лишь около половины флюидов, выделенных вследствие дегидратации, причем удаление флюидов происходило в виде импульсов при тектонической активизации. Нам представляется, что возраст флюидов из Кольской сверхглубокой существенно завышен. Тектоническая активизация должна была способствовать не только удалению флюидов, но и их дополнительной генерации в результате оживления метаморфических процессов.

Самоорганизация флюидных систем, очевидно, проявляется и в древних, стабильных, и в более молодых, активных, структурах. Однако условия такой самоорганизации в этих видах структур различны. В стабильных структурах, для которых характерны малые изменения градиентов T и P , флюидный обмен осуществляется очень слабо и преобладает тенденция длительного сохранения флюидов. В структурах с высокой тектонической

или магматической активностью большие градиенты T и P и их значительные изменения способствуют миграции и сравнительно быстрому обновлению флюидов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Затронутый в статье довольно широкий круг вопросов относится к нескольким геологическим дисциплинам и, конечно, отличается по степени разработанности. Совершенно ясно, что дальнейшие исследования геофизических неоднородностей и флюидной системы консолидированной коры должны проводиться согласованно. В этой связи необходимо, прежде всего, обобщение имеющихся данных о локализации и характеристиках электрических и сейсмических неоднородностей в разных регионах, чтобы выяснить особенности этих неоднородностей в различных типах геоструктур.

Приведенные сведения об источниках и путях миграции флюидов в глубинных горизонтах земной коры континентов подтверждают, что в формировании геоэлектрических и сейсмических неоднородностей земной коры принимали участие флюиды различного возраста и генезиса. С учетом выявленных особенностей флюидного режима можно утверждать, что в древних стабильных структурах эти неоднородности имеют преимущественно реликтовый характер и могли возобновляться в периоды тектонической активизации. Неоднородности реликтовой природы залегают в широком диапазоне глубин. Возобновленные неоднородности располагаются в нижних частях коры, где господствуют высокие температуры. Формирование геоэлектрических и сейсмических неоднородностей в более молодых и подвижных областях отражает степень динамичности флюидных систем консолидированной коры. Эта динамичность зависит от возраста и масштабов проявлений тектонической или магматической активности.

Непосредственная фильтрация метеорных и морских вод в протяженные субгоризонтальные участки коры на глубинах от 10 км и более, где распространены геоэлектрические и сейсмические неоднородности, как правило, исключена. Однако воды такого генезиса могли проникать на эти глубины в определенных условиях совместно с вмещающими породами. Поступление флюидов из мантии происходит преимущественно в структурах, отличающихся тектонической и/или магматической активностью. Главными каналами транспортировки таких флюидов в пределах коры служат зоны разломов. Однако имеются основания полагать, что приток флюидов только по зонам разломов недостаточен для насыщения протяженных слоев, расположенных внутри блоков. Кроме того, привнос мантийных флюидов в отличие от процессов дегидратации не способствует формированию порово-трещинного прост-

ранства в таких слоях. По-видимому, в РТ-условиях нижней коры миграция флюидов частично обеспечивается за счет проницаемости пород по границам зерен. Согласно экспериментальным данным, зернограничная проницаемость существенно увеличивается с ростом температуры и напряжений [53].

Генерация флюидов непосредственно в глубинных зонах земной коры в наибольшей степени соответствует имеющимся фактическим данным о распределении в коре геоэлектрических и сейсмических неоднородностей, а также изложенным представлениям о динамике флюидов в этих зонах. В результате метаморфической дегидратации образуются и флюиды, и пустоты, куда они поступают. Процессы дегидратации приводят к формированию протяженных флюидонасыщенных тел, каждое из которых отличается сравнительно небольшой пространственной изменчивостью электрических и сейсмических показателей, а, следовательно, более или менее однородным содержанием флюидов. Такую однородность трудно объяснить, если предполагать, что транспорт флюидов к этим телам осуществляется только посредством концентрированных потоков по зонам разломов. Важным фактором развития метаморфических процессов в средней и нижней частях земной коры является подток прогретых флюидов мантийного происхождения. Надо полагать, что в основном таким путем, а не за счет непосредственного поступления мантийных флюидов осуществляется воздействие последних на формирование рассматриваемых неоднородностей земной коры.

Разные этажи подземной гидросферы существенно отличаются по современному флюидному режиму. В верхнем этаже, принадлежащем к зоне гидростатического давления, круговорот воды определяется балансом между нисходящей и восходящей ветвями миграции. В более глубокой зоне переходных, или сверхгидростатических, давлений (средний этаж) восходящее движение флюидов преобладает над нисходящим. В нижнем этаже расположена зона литостатических давлений, к которой относятся рассматриваемые геофизические неоднородности коры. Здесь вектор миграции флюидов направлен вверх. Исключение составляют лишь некоторые упомянутые выше обстановки, относящиеся главным образом к случаям перемещения флюидов совместно с породой. Таким образом, во флюидной системе консолидированной коры действует "клапанный" механизм миграции, который определяет условия современной дегазации Земли.

Установлено, что флюидизация консолидированной коры и формирование в ней геоэлектрических и сейсмических неоднородностей происходят под действием процессов самоорганизации, развивающихся в открытых неравновесных динамических системах, которые обмениваются ве-

ществом и энергией с окружающей средой. Флюидизация, сопровождающаяся разуплотнением пород, является следствием метаморфических, тектонических и магматических процессов и определяет неравновесное состояние соответствующих частей земной коры. Очевидно, существуют достаточно тесные связи между степенью флюидизации, неравновесным состоянием и тектоническим режимом земной коры. Неравновесное состояние геофизических неоднородностей консолидированной коры подтверждается приведенными выше данными об их изменениях, которые были зарегистрированы в течение очень коротких (по геологическим масштабам) периодов времени – месяцев и лет.

Становится ясным, что содержание флюидов в земной коре, которое фиксируется в виде геоэлектрических и сейсмических неоднородностей, может служить отражением прошлых (или современных) этапов тектонической активности. Исследования в этом направлении находятся в начальной стадии, и их дальнейшее развитие позволит, в частности, лучше понять природу таких неоднородностей и флюидонасыщенных зон, которые сохранились в коре древних стабильных геоструктур. В этой связи заслуживает внимания утверждение, что любые корни древних структур все еще остаются живыми [56]. Если это справедливо, то наличие в разрезе земной коры кратонов геофизических неоднородностей служит подтверждением современной или недавней (с учетом отмеченной выше большой продолжительности последствий метаморфической дегидратации) активности корней таких структур.

Автор признателен А.П. Руденко и С.Ф. Тимаеву за обсуждение затронутых в статье вопросов и В.Н. Шолпо за полезные критические замечания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Астапенко В.Н., Файнберг Э.Б. Природа коровой аномалии электропроводности Белорусской антеклизы // Физика Земли. 1999. № 5. С. 54–60.
2. Базавлук Т.А., Юдахин Ф.Н. Деформационные волны в земной коре Тянь-Шаня по сейсмологическим данным // Докл. РАН. 1993. Т. 329. № 5. С. 565–570.
3. Баренблатт Г.И., Желтов Ю.П. Об основных уравнениях фильтрации однородных жидкостей в трещиноватых породах // Докл. АН СССР. 1960. Т. 132. № 3. С. 545–548.
4. Бердичевский М.Н., Борисова В.П., Голубцова Н.С. и др. Опыт интерпретации МТ-зондирования в горах Малого Кавказа // Физика Земли. 1996. № 4. С. 99–117.
5. Бердичевский М.Н., Ваньян Л.Л., Кошурников А.В. Магнитотеллурические зондирования в Байкальской рифтовой зоне // Физика Земли. 1999. № 10. С. 3–26

6. Брыксин А.В., Хлестов В.В. Природа внутрикорового волновода в континентальных рифтовых зонах и областях современной активизации // Геология и геофизика. 1980. № 8. С. 87–95.
7. Ваньян Л.Л., Хайндман Р.Д. О природе электропроводности консолидированной коры // Физика Земли. 1996. № 4. С. 5–11.
8. Взаимодействие флюид – порода при метаморфизме. М.: Мир, 1989. 248 с.
9. Гарагаш И.А. Моделирование эволюции напряженного состояния земной коры в окрестностях очага дегидратации // Современная сейсмология: достижения и проблемы. Тезисы докладов научной конференции. М.: Национальный геофиз. комитет, 1998. С. 12–13.
10. Глубинное строение слабосейсмичных районов СССР. М.: Наука, 1987. 240 с.
11. Дерлятко Е.К., Краснопецева Г.В., Резанов И.А. Корреляция волноводов и электропроводящих слоев в континентальной коре // Докл. АН СССР. 1988. Т. 301. № 5. С. 1083–1087.
12. Жабрев И.П., Каракин А.В., Лобковский Л.И. Пульсирующее глубинное пустотное пространство и свободная циркуляция метеорных вод в земной коре // Докл. РАН. 1995. Т. 345. № 2. С. 231–233.
13. Жамалетдинов А.А. Графит в земной коре и аномалии электропроводности // Физика Земли. 1996. № 4. С. 12–29.
14. Зарайский Г.П., Балашов В.Н. Механизмы транспорта гидротермальных растворов // Геологический журнал. 1983. № 2. С. 38–49.
15. Иванов С.Н. Вероятная природа главных сейсмических границ в земной коре континентов // Геотектоника. 1994. № 3. С. 3–11.
16. Каракин А.В. Флюидодинамический режим в зонах повышенной трещиноватости коры // Докл. АН СССР. 1990. Т. 311. № 6. С. 1329–1333.
17. Киссин И.Г. Гидродинамический режим и геологический круговорот воды в земной коре // Подземные воды и эволюция литосферы. Т. 2. М.: Наука, 1985. С. 31–35.
18. Киссин И.Г. Метаморфогенная дегидратация пород земной коры как фактор сейсмической активности // Докл. РАН. 1996. Т. 351. № 5. С. 679–682.
19. Киссин И.Г. Флюидонасыщенность земной коры, электропроводность, сейсмичность // Физика Земли. 1996. № 4. С. 30–40.
20. Киссин И.Г. Некоторые вопросы флюидного режима земной коры: умозрительные построения и факты // Физика Земли. 1999. № 9. С. 103–108.
21. Киссин И.Г., Гумен А.М. Гидрогеологические индикаторы современных движений земной коры в асейсмичном районе // Докл. РАН. 1994. Т. 334. № 6. С. 768–772.
22. Киссин И.Г., Рузайкин А.И. Соотношения между сейсмоактивными и электропроводящими слоями в земной коре Киргизского Тянь-Шаня // Физика Земли. 1997. № 1. С. 21–29.
23. Кольская сверхглубокая. М.: Недра, 1984. 492 с.
24. Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н., Шепелев О.М. Временные вариации поля поглощения поперечных волн в очаговых зонах сильных землетрясений Тянь-Шаня // Вторые геофизические чтения имени В.В. Федынского. Тезисы докладов. М.: GEON, 2000. С. 23.
25. Кременецкий А.А., Овчинников Л.Н. Геохимия глубинных пород. М.: Наука, 1986. 263 с.
26. Лебедев Е.Б., Кадик А.А., Зебрин С.Р., Дорфман А.М. Экспериментальное изучение влияния воды на скорости упругих волн глубинных пород // Докл. АН СССР. 1989. Т. 309. № 5. С. 1090–1093.
27. Леонов Ю.Г. Тектоническая подвижность коры платформ на разных глубинных уровнях // Геотектоника. 1997. № 4. С. 24–41.
28. Летников Ф.А. Синергетика геологических систем. Новосибирск: Наука, 1992. 232 с.
29. Летников Ф.А. Процессы самоорганизации при формировании магматогенных и гидротермальных рудных месторождений // Геология рудных месторождений. 1997. № 4. С. 307–322.
30. Летников Ф.А., Савельева В.Б., Гореванов Д.Е., Халилов В.А. Метаморфизм и метасоматоз в зонах глубинных разломов континентальной литосферы // Геотектоника. 1996. № 5. С. 15–26.
31. Литвиновский Б.А. Водно-углекислые флюиды в нижней и средней коре: роль в магмообразовании и метаморфизме // Докл. РАН. 1993. Т. 332. № 1. С. 75–78.
32. Мальковский В.И., Пэк А.А. Условия развития тепловой конвекции однофазного флюида в вертикальном разломе // Петрология. 1997. № 4. С. 428–434.
33. Маракушев А.А. Термодинамика метаморфической гидратации минералов. М.: Наука, 1968. 200 с.
34. Маракушев А.А., Перчук Л.Л. Происхождение и эволюция трансмагматических и метаморфических флюидов // Международный геохимический конгресс. Тезисы докладов. Т. 2. М.: Междунар. ассоциация геохимии и космохимии, 1971. С. 513–514.
35. Недра Байкала (по сейсмическим данным). Новосибирск: Наука, 1981. 106 с.
36. Николаев В.Г. О времени формирования сейсмических отражений в консолидированной континентальной земной коре // Докл. РАН. 1999. Т. 364. № 3. С. 378–381.
37. Николаевский В.Н., Басниев К.С., Горбунов А.Т., Зотов Г.А. Механика насыщенных пористых сред. М.: Недра, 1970. 336 с.
38. Николис Г., Пригожин И. Самоорганизация в неравновесных системах. М.: Мир, 1979. 512 с.
39. Павленкова Н.И. Роль флюидов в формировании сейсмической расслоенности земной коры // Физика Земли. 1996. № 4. С. 51–61.
40. Петрология и флюидный режим континентальной литосферы. Новосибирск: Наука, 1988. 186 с.
41. Поляк Б.Г. Тепломассоперенос из мантии в главных структурах земной коры. М.: Наука, 1988. 192 с.
42. Поляк Б.Г., Прасолов Э.М., Толстихин И.Н. и др. Изотопы гелия во флюидах Байкальской рифтовой зоны // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 10. С. 18–33.
43. Попов А.М., Шпынев Г.Б. Влияние водного режима оз. Байкал на электропроводность земной коры Байкальской рифтовой зоны // Физика Земли. 1998. № 6. С. 42–52.

44. Проявления геодинамических процессов в геофизических полях. М.: Наука, 1993. 158 с.
45. Пушаровский Ю.М. Линейность и нелинейность в геологии // Геотектоника. 1999. № 3. С. 42–49.
46. Райс Дж. Механика очага землетрясения. М.: Мир, 1982. 217 с.
47. Руденко А.П. Самоорганизация и синергетика // Синергетика. Т. 3. М.: Изд-во МГУ, 2000. С. 61–99.
48. Рябчиков И.Д. Флюидный массоперенос и мантийное магнообразование // Вулканология и сейсмология. 1982. № 5. С. 3–9.
49. Рябчиков И.Д. Водные растворы в верхней мантии и проблемы дегазации Земли // Подземные воды и эволюция литосферы. Т. 1. М.: Наука, 1985. С. 176–187.
50. Саньков В.А. Глубины проникновения разломов. Новосибирск: Наука, 1989. 136 с.
51. Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1993. 274 с.
52. Трапезников Ю.А., Андреева Е.В., Баталев В.Ю. и др. Магнитотеллурические зондирования в горах Киргизского Тянь-Шаня // Физика Земли. 1997. № 1. С. 3–20.
53. Траскин В.Ю., Скворцова З.Н., Абдрахимов М.З. Физико-химические механизмы возникновения зернограничной проницаемости горных пород // Геоэкология. 1997. № 2. С. 30–35.
54. Файф У., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре. М.: Мир, 1981. 438 с.
55. Яковлев Л.Е. Инфильтрация воды в базальтовый слой земной коры. М.: Наука, 1999. 200 с.
56. Carlson R.W., Shirey S.B., Pearson D.G., Boyd R.F. The mantle beneath the continents // Carnegie Institution YB. 1993. P. 109–117.
57. Etheridge M.A., Wall V.J., Vernon R.H. The role of the fluid phase during regional metamorphism and deformation // J. metamorphic geology. 1983. Vol. 1. № 3. P. 205–226.
58. Frost B., Bucher K. Is water responsible for geophysical anomalies in the deep continental crust? A petrological perspective // Tectonophysics. 1994. Vol. 231. P. 293–309.
59. Fyfe W.S. Deep fluids and volatile recycling: crust to mantle // Tectonophysics. 1997. Vol. 275. P. 243–251.
60. Hyndman R.D., Shearer P.M. Water in the lower continental crust: modelling magnetotelluric and seismic reflection results // Geophys. Journ. Int. 1989. Vol. 98. P. 343–365.
61. Jones A.G. On a type classification of lower crustal layers under precambrian regions // Journ. of geophys. 1981. Vol. 49. P. 226–233.
62. Kerrich R. Fluid infiltration into fault zones: chemical, isotopic, and mechanical effects // PAGEOPH. 1986. Vol. 124. № S. P. 225–266.
63. Lebedev E.B., Kern H. The effect of hydration and dehydration reactions on wave velocities in basalts // Tectonophysics. 1999. Vol. 308. P. 331–340.
64. McCaig A.M. Deep fluid circulation in fault zones // Geology. 1988. Vol. 16. P. 867–870.
65. Roecker S.W., Sabitova T.M., Vinnik L.P. et al. Three-dimensional elastic wave velocity structure of the Western and Central Tian-Shan // Journ. of Geophys. Res. 1993. Vol. 98. № B9. P. 15779–15795.
66. Sibson R.H., Moore J.M., Rankin A.H. Seismic pumping – a hydrothermal fluid transport mechanism // Journ. of the geological society. 1975. Vol. 131. № 6. P. 653–659.
67. Thomson A.B., Connolly J. A. Metamorphic fluids and anomalous porosities in the lower crust // Tectonophysics. 1990. Vol. 182. P. 47–55.
68. Yardley B.W., Valley J.W. The petrologic case for a dry lower crust // Journ. of geophys. res. 1997. Vol. 102. № B6. P. 12173–12185.

Рецензент: Ю.Г. Леонов

Geophysical Heterogeneities and a Fluid System in the Consolidated Crust of the Continents

I. G. Kissin

Joint Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Bolshaya Gruzinskaya ul. 10, Moscow, 123995 Russia

Abstract—Goelectrical and seismic heterogeneities of the consolidated crust are widely known in many regions. These are regions with seismic velocity inversion, elevated electric conductivity, seismic wave absorption, and high subhorizontal layering. Fluids play a significant role in the formation of these heterogeneities. Views differ as to the source of the fluids: they flow from above, are generated in the deep crust, or migrate from the mantle. The character of these crustal heterogeneities and the data available on their localization suggest that fluids are generated in the deep crust in the course of metamorphic dehydration. A model for a hydrodynamic system operating in the consolidated crust can be offered proceeding from a model for the rocks of two different porosities, known from subsurface hydrodynamics. This model allows one to determine the conditions of a fluid exchange between the blocks of low porosity rocks and the systems of fissures separating them. This study proves that deep crustal faults, channeling the migrating fluids, cannot serve as the main routes along which fluids flow into the extensive subhorizontal zones of goelectrical and seismic heterogeneities. It was established in this study that extensive fluid-saturated zones can be formed and preserved for a long time in the deep layers of the crust under the effect of self-organization operating in open un-equilibrated dynamic systems. The mechanism of self-organization is controlled by the processes that operate in the crust and mantle and by the PT conditions of the crust. This mechanism is different in old (stable) and young (active) regions. The content of fluids in the consolidated crust, which is imprinted in the character and quantity of goelectrical and seismic heterogeneities, can be used as an indicator of the tectonic state of various geological structures.

СТРУКТУРНО-КИНЕМАТИЧЕСКИЕ АНСАМБЛИ И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОСТАРХЕЙСКОЙ ГЕОДИНАМИКИ КАРЕЛЬСКОГО МАССИВА (БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ)

© 2002 г. М. Г. Леонов, С. Ю. Колодяжный

Геологический институт РАН, 109017, Москва, Пыжевский пер., 7

Поступила в редакцию 09.07.2001 г.

В работе рассмотрены некоторые аспекты постархейской тектоники и геодинамики Карельского массива (Балтийский щит): типы структурных ансамблей и структурные рисунки; формы и механизмы тектонических движений; кинематические режимы формирования структуры массива. Показано, что основной формой структурообразующих процессов является реидная (от “рео” – течь) деформация, реализующаяся в форме объемного горизонтально-продольного сдвигового течения. Выделено пять типов структурно-тектонических ансамблей и соответствующих им кинематических обстановок: дугообразно-линейные зоны сплющивания и нагнетания; линейные зоны осепродольного концентрированного тектонического течения; ареалы рассеянного (диффузного) купольно-сдвигового тектогенеза; тектонические депрессии, соответствующие зонам оттока горных масс, зоны субгоризонтального и субслоного тектонического течения. Выделенные типы образуют в совокупности общий региональный парагенетический ансамбль объемного тектонического течения со сдвигово-надвиговой кинематикой в режиме чередующихся эпох транспрессии и транстенсии.

ВВЕДЕНИЕ

Традиционно принимается, что фундамент континентов, единожды сформировавшись, испытывает лишь разломно-блоковую тектонику и изгибы большого радиуса кривизны, а континентальные плиты рассматриваются как относительно жесткие объемы литосферы [21]. Но если плиты перемещались в пространстве, то эти движения должны были найти отражение в их внутренней структуре. Действительно, фундамент различных геоструктур на плитном этапе испытывает существенные преобразования, и основной формой деформации при этом является течение горных пород в твердом состоянии, или реидная (от “рео” – течь) деформация [40, 68]. Однако понимание особенностей структурообразования на плитной (щитовой) стадии развития континентальных масс далеко от совершенства, в связи с чем было предпринято изучение одного из наиболее склеротизированных (согласно привычным представлениям) объемов земной коры – древнего Карельского массива. Основной акцент при описании сделан на рассмотрение парагенезов объемного хрупко-пластического течения (реидной деформации), которые, хотя и привлекали внимание геологов, например, [54, 87], все же не нашли отражения в трактовке генеральной структуры региона.

Карельский массив¹ является элементом Балтийского щита (рис. 1). На юге и юго-востоке он перекрыт чехлом Восточно-Европейской платформы, на юго-западе граничит со структурами Svecofennid, на северо-северо-востоке и севере контактирует с породами Беломорского пояса. Массив оконтурен узкими шовными зонами (Ветреный пояс, Северо-Карельская, Кайну и Ладожско-Ботническая зоны), для которых характерны несколько отличные от массива типы разрезов, интенсивные деформации и метаморфизм, реликты коры мафического типа [19, 32, 35, 93, 108]. Современные границы массива выражены разломами глубинного заложения [84], которые на поверхности трассируются кулисными зонами сдвига и вязко-пластического сдвигового течения, трансформированными в ряде мест в краевые надвиги, взбросы и сбросы [4, 13, 14, 22, 58, 84]. Структурный рисунок массива отличен от рисунков соседних геоблоков и характеризуется четкой линейаризованностью и дугообразными очертаниями основных тектонических линий. Беломорский и Svecofennidский блоки по большей части характеризуются изометрично-петельчатым структурным рисунком.

¹ Литература по Карельскому массиву столь обширна, что привести в рамках статьи сколько-нибудь полную библиографию не представляется возможным – здесь процитированы лишь самые основные источники. Значительно более полная библиография содержится в [43].

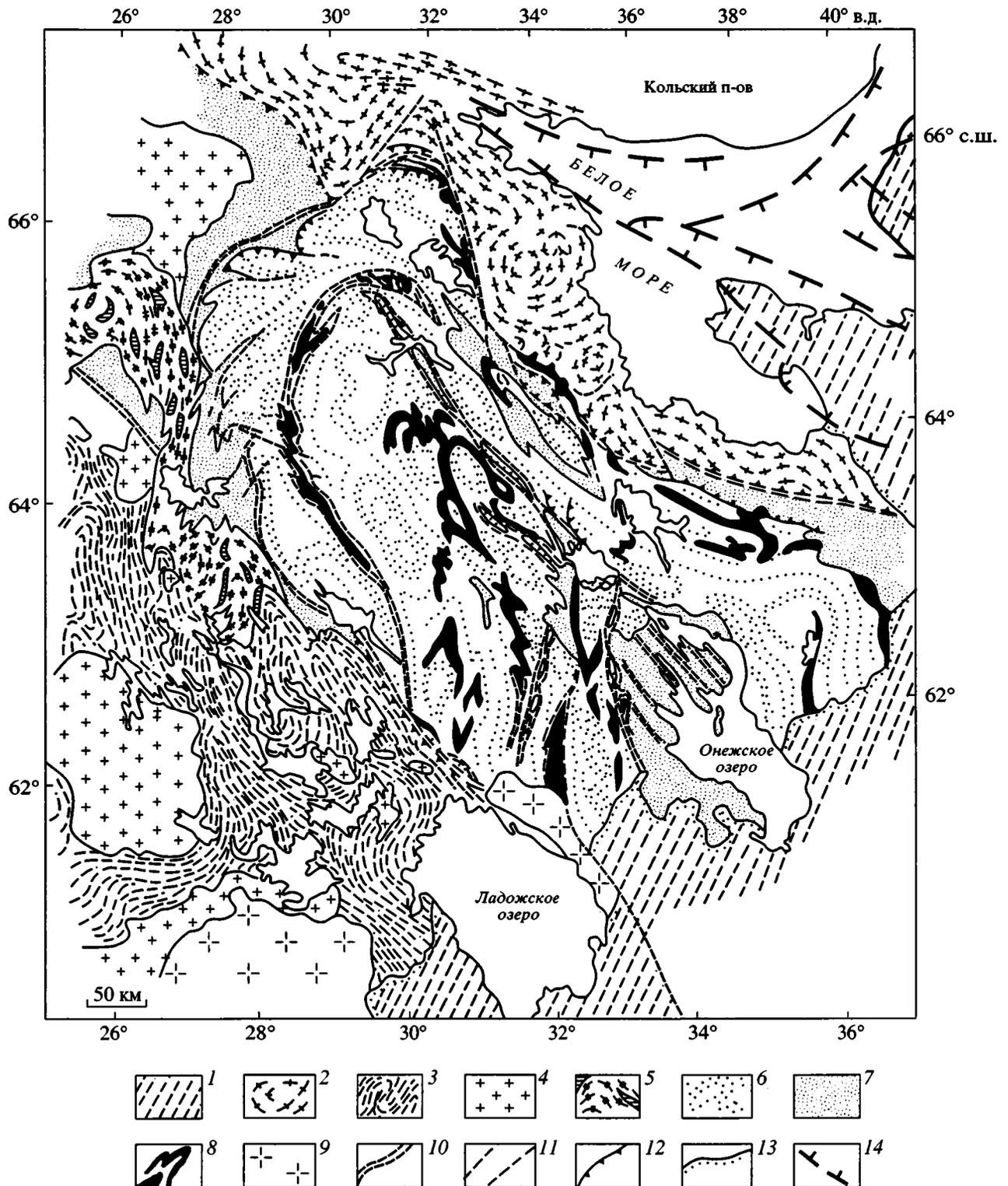


Рис. 1. Структурно-тектоническая схема Карельского массива и его соотношение с беломорскими и свекофенскими складчато-метаморфическими поясами

1 – чехол Восточно-Европейской платформы; 2 – беломориды; 3 – свекофеннитиды; 4 – гранитные ядра свекофеннитид; 5 – массив Исальми; 6–8 – Карельский массив: 6 – гнейсограниты (AR), 7 – проточехол (PR₁), 8 – зеленокаменные комплексы (AR₂); 9 – граниты рапакви; 10 – зоны интенсивных деформаций; 11 – сдвиги; 12 – надвиги; 13 – граница чехла Восточно-Европейской платформы; 14 – грабенообразные структуры

Карельский массив имеет не только своеобразный структурный облик, – он выделяется и особенностями геосторического развития [33, 35, 39, 66, 73, 80, 84, 86, 92, 93, 102 и др.], представляя собой кратонизированную область с архейским тоналит-трондьемит-гранодиоритовым и гранит-зеленокаменным фундаментом (саамский и лопийский комплексы), на котором с глубоким разрывом залегает раннепротерозойский чехол (карельский комплекс) (рис. 2). Анализ разрезов показывает [24, 32, 33, 35, 54, 66, 73, 84, 93, 101 и др.], что территория массива в раннем протерозое представляла собой единую геопровинцию – относительно приподнятую структуру с *эпиплатформенным* режимом осадконакопления. Об этом свидетельствуют: незначительные мощности отложений; внутриформационные перерывы и несогласия; высокозрелые континентальные (аллювиальные, озерные и пр.) и мелководноморские (карбонатно-строматолитовые) отложения. Тем не менее осадконакопление осуществлялось в условиях нестабильного тектонического режима, что нашло отражение в структурном контроле зон осадконакопления, в перманентном изменении конфигурации областей размыва и отложения, их миграции в пространстве [35, 80, 92, 93]. Массив (микроконтинент) был окружен системой более глубоководных бассейнов с участками мафической коры, которые могут быть отнесены к категории микроокеанических [19, 56, 108].

Область массива в раннем протерозое была ареной интенсивных излияний платобазальтов [32, 75, 76, 90, 95 и др.], которые, как и сопряженные с ними силлы габбро-долеритов, приурочены к системе линейных асимметричных грабенов. На ранних стадиях вулканизм был субщелочным субаэральным, на более поздних – в морских бассейнах формировались пикрито-базальтовые серии нормальной щелочности [95]. Проявления интрузивного магматизма (базит-ультрабазитовые массивы и габбро-долеритовые интрузии) отвечают толлит-базальтовой формации протоплатформенного ряда и сформировались в условиях внутриконтинентального растяжения и рифтогенеза, о чем свидетельствует их форма, автономная структура и отсутствие субсолидусной деформации [37, 89, 95]. Расслоенные интрузии, дайки сумийских габбро-норитов и пояса ятулийских габбро-долеритовых даек имеют кулисное расположение, связаны с образованием магматических дуплексов и контролируются сдвиговыми структурами [4, 76, 85].

Перечисленные признаки свидетельствуют – Карельский массив в раннем протерозое являлся подвижной и магмопроницаемой протоплатформой. Главным геодинамическим режимом в это время было растяжение в условиях сдвига – трансформации, прерываемая краткими периодами

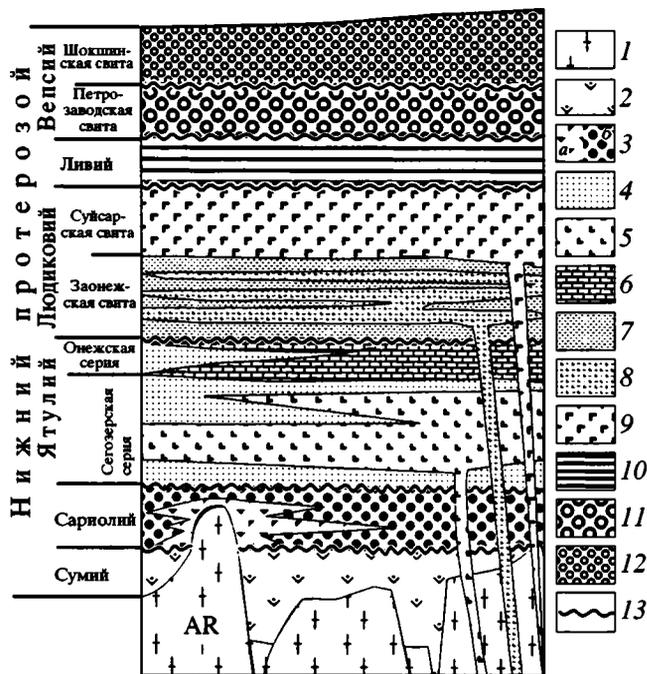


Рис. 2. Обобщенный стратиграфический разрез протоплатформенного чехла Карельского массива (ссылка в тексте)

1 – архейский гранит-зеленокаменный фундамент; 2–12 – раннепротерозойский протоплатформенный чехол: 2 – сумий: андезитобазальты, кварцевые порфиры, песчаники и конгломераты; 3 – сариолий: а – аллювиальные брекчии, б – полимиктовые конгломераты, песчаники, лавы; 4–6 – ятулий: 4 – кварцевые песчаники, гравелиты, конгломераты, 5 – базальты, 6 – известняки и доломиты; 7–9 – лодиковый: 7 – шунгитовые сланцы, 8 – базальты, 9 – пикрито-базальты; 10 – ливий: кварциты, параамфиболиты, филлиты; 11, 12 – вепсий: 11 – сероцветные и 12 – красноцветные песчаники; 13 – стратиграфические несогласия

транспрессии, т.е. сдвига со сжатием. Последнее подтверждается многочисленными перерывами и угловыми несогласиями [13], купольно-сдвиговыми структурами [29], конседиментационными надвигами, тектоно-гравитационными микститами [47]. В конце раннего протерозоя фаза карельского диастрофизма (1670–1600 млн. лет) привела к оформлению основного структурного плана территории, и массив вошел в состав Балтийского щита. Однако активное развитие щита продолжалось, о чем свидетельствуют: рифтогенные структуры раннего рифея и граниты рапакиви; готские гранитоиды; дайки лампроитов и щелочных пикритов; палеозойский щелочной магматизм и пр. Активная тектоника с проявлением сейсмичности и сдвигового течения зафиксирована и на новейшем этапе [6, 25, 107 и др.].

Прежде чем перейти к изложению фактического материала, приведем наше понимание неко-

торых основных понятий и терминов, употребляемых в работе².

Хрупкая деформация – необратимая деформация твердых тел под действием напряжений с потерей их внутренней связности. Проявляется в природных объектах в виде возникновения трещин, разломов, дробления минеральных зерен и пород, брекчирования и пр.

Пластическая деформация – необратимая деформация твердых тел под действием напряжений без потери ими внутренней связности (фиксируется преимущественно на микроуровне). Она проявляется как межзерновое скольжение, трансляционное скольжение по кристаллографическим плоскостям, растворение и переотложение вещества и т.д. Геологическим выражением пластической деформации являются: изменение формы зерен, образование двойников, грануляция, вращение минеральных зерен и агрегатов, микросланцеватость и т.д.

Тектоническое течение (“пластическое” течение) – дифференциальное движение частиц напряженного тела (характеризуется полем векторов перемещения множества точек частиц литосферы, по А.В. Лукьянову), являющееся суммарным эффектом пластической и хрупкой (но без нарушения внутренней связности деформируемого тела) деформации, которая захватывает определенный объем горной породы и находит отражение в образовании геологических структур, которые свидетельствуют о *реальном перемещении* вещества в пространстве без нарушения его сплошности. Геологическим следствием тектонического (“пластического”) течения горных масс на макроуровне являются: сланцеватость, плейчатость, гофрировка, микроскладки, разлинзование, изменение формы включений, линейность структурных элементов и пр. Формы структурно-вещественных преобразований в ус-

ловиях тектонического течения определяются наличием хрупких деформаций (деструктивный процесс) и пластической деформации, которая, кроме деструктивных процессов (растворение, трансляционное скольжение и пр.), включает в себя и конструктивные процессы перекристаллизации исходных и кристаллизации новых минеральных фаз. Тектоническое течение, таким образом, является суммарным эффектом деструктивно-конструктивного процесса.

Катакластическое течение – разновидность тектонического течения (по А. Николя); определяется относительным перемещением кластов пород и минералов без нарушения сплошности катаклазированного объема. Включает разрушение и некоторую пластическую деформацию (внутризерновое скольжение, двойникование, образование кинкбандов и пр.).

Объемная деформация (объемное течение) – условное понятие, охватывающее процессы, проявления которых в выбранном масштабе изучения (изображения) имеют отчетливо выраженную трехмерную размерность.

Рейдная деформация (от “рео” – течь) охватывает все виды тектонического течения (пластическое, хрупко-пластическое, катакластическое и пр.) и различные их сочетания.

Рейдная тектоника включает в себя совокупность тектонических структур и процессов, отражающих объемное тектоническое течение горных масс и генетически с ним связанных.

Протрузия (геологическое тело) – ограниченная в пространстве масса интенсивно деформированных (катаклазированных и рассланцованных) горных пород, находящаяся вне своего первичного местоположения и окруженная генетически чуждыми геологическими образованиями. Во внутреннем строении и во взаимоотношениях с окружающими толщами несет признаки тектонического внедрения.

Протрузия (процесс) – внедрение в твердом (квазипластичном) состоянии массы горных пород в вышележащие слои земной коры (а также в латеральном направлении) в результате “тектонических шоков” и наличия (возникновения) вязкостной неоднородности различных объемов литосферы.

Структурный ансамбль – совокупность деформационных структур, закономерно связанных одна с другой; в отличие от структурного парагенеза (в понимании А.В. Лукьянова) термин допускает более свободное использование, так как понятие не содержит элемента устойчивой повторяемости.

Структурно-кинематический ансамбль – структурный ансамбль, обладающий индикаторами кинематического режима структурообразования.

² Источники: 1. Ажгирей Г.Д. Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1966. 348 с.
2. Геологический словарь. М.: Недра, 1973. Т. 1. 486 с. Т. 2. 456 с.
3. Гогель Ж. Основы тектоники. М.: Мир, 1969. 440 с.
4. Деннис Дж. Международный словарь тектонических терминов. М.: Мир, 1971. 288 с.
5. Леонов М.Г. Внутренняя подвижность фундамента и тектогенез активизированных платформ // Геотектоника. 1993. № 5. С. 16–33.
6. Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Кунина Н.М. Вертикальная аккреция земной коры: структурно-вещественный аспект. М.: ГЕОС, 2000. 202 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 521).
7. Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 143 с.
8. Николя А. Основы деформации горных пород. М.: Мир-Эльер Акитен, 1992. 166 с.
9. Рейнер М. Десять лекций по теоретической реологии. М.: ОГИЗ-Гостехиздат, 1947. 134 с.
10. Толковый словарь английских геологических терминов. М.: Мир, 1979. Т. 1. 586 с. Т. 2. 588 с. Т. 3. 544 с.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ СТРУКТУРНО-КИНЕМАТИЧЕСКИЕ АНСАМБЛИ

Современная структура Карельского массива представлена пятью главными типами структурно-кинематических ансамблей [42]: 1 – дугообразно-линейными зонами сплющивания и нагнетания (режим поперечного сжатия); 2 – линейными зонами осепродольного концентрированного тектонического течения со структурой “цветка” (режим транспрессии); 3 – ареалами диффузного купольно-сдвигового тектогенеза (режим рассредоточенного объемного тектонического течения); 4 – тектоническими депрессиями, соответствующими зонам относительной декомпрессии и оттока горных масс (режим транстенсии); 5 – субгоризонтальными срывами и зонами хрупко-пластического сдвига на различных гипсометрических уровнях корового слоя. Этим крупным структурно-кинематическим ансамблям подчинены более частные структуры: зоны тектонического расслоения, компрессионно-надвиговые фронты, доменно-купольные формы, ротационные структуры, структурно аморфные ареалы и пр. Обратимся к региональным примерам, основной фактический материал по которым и библиография приведены ранее [25, 27, 28, 43].

Зоны сплющивания и нагнетания

Этот тип структурно-кинематических ансамблей мы рассмотрим на примере Северо-Карельской зоны. В современной структуре (рис. 3) зона имеет форму дуги, обращенной выпуклой стороной к северу, и трассируется сжатыми синклиналиями (Паанаярвинской, Кукаозерской, Ханкусярвинской, Кужъярвинской, Тикшозерской), которые выполнены дислоцированными и метаморфизованными карельскими (PR₁) осадочно-вулканогенными комплексами в объеме сумятилюдиковия (см. рис. 3). Синклинали разделены выходами архейского фундамента, но единство зоны фиксируется системой продольных вязких разрывов и цепочками базит-ультрабазитовых интрузий. Зона при протяженности >100 км и ширине 10–20 км имеет сложное строение и отличается интенсивными деформациями [27, 41, 43, 48, 60, 84, 87]. В геодинамическом смысле она является частью обширной полосы структурно-вещественного перехода от относительно слабометаморфизованных (в основном не выше зеленосланцевой фации) и относительно “жестких” пород Карельского массива к высокометаморфизованным (в основном в амфиболитовой фации) пластичным массам Беломорского пояса. Здесь происходит структурно-вещественная переработка и гомогенизация карельских и беломорских геомасс в условиях метаморфизма, достигающего амфиболитовой фации [12, 15, 27, 28, 38, 69, 87],

что затрудняет маркировку границы между упомянутыми геоблоками – она может быть проведена по-разному, в зависимости от выбора временного интервала и критериев выделения [55, 84, 88, 99]. Обсуждение этого вопроса выходит за рамки статьи, но можно уверенно говорить, что в интересующем нас временном интервале (с конца раннего протерозоя до наших дней) Северо-Карельская зона играет роль внутриплитного коллизийного шва [48], возникшего в зоне взаимодействия Карельского и Беломорского геоблоков [84].

Одним из наиболее изученных участков Северо-Карельской зоны является район Кукаозерской синклинали и ее обрамления (см. рис. 3). Ширина зоны в этом районе 20–25 км; по простиранию структура тектонически выклинивается и переходит в систему продольных сдвигов. Для района характерно асимметричное строение в разрезе и в плане и возрастание метаморфизма от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций с ЮЮЗ на ССВ от Карельского массива в сторону Беломорид [27, 28, 87]. По особенностям строения зона подразделена на осевую, северную и южную подзоны, которые не имеют четких границ и характеризуются постепенными взаимопереходами.

Осевая подзона (ширина до 1 км) приурочена к ядерной части Кукаозерской синклинали. Она сложена расслоенными в результате структурно-метаморфической дифференциации и тектонизированными полосчатыми амфиболитами, амфиболовыми, гранат-амфиболовыми, карбонат-амфиболовыми, актинолитовыми и другими сланцами, мраморами, доломитами. В этом “матриксе” “плавают” многочисленные мезо-, макро- и мегабудины габбро-амфиболитов, а также (вдоль южного ограничения зоны) серпентинизированных ультрабазитов. Для осевой полосы характерны линейная ориентированность и сжатость структур с субвертикальным веерообразным залеганием слоев и простиранием линейных и плоскостных элементов в соответствии с изгибом Кукаозерской дуги. Пласты смяты в кулисные изоклинальные, петельчатые, асимметричные, S-образные и колчановидные складки с субвертикальными осевыми плоскостями. Характерны: сланцеватость; продольные разрывы, будинаж и зоны хрупко-пластического течения; структуры тектонического сшивания и вращения; b-линейность и пр. Оси удлиненных галек и будин, шарниры складок, минеральная линейность – все имеют ориентировку вдоль оси зоны и наклон в западных румбах, $\angle 10\text{--}30^\circ$. В целом осевая полоса имеет складчато-линзовидно-ленточную структуру и состоит из струйчатых литонов разного масштаба, ограниченных вязкими разрывами. Внутренняя структура литонов характеризуется сочетанием структур простого или чистого сдвига. Приведенные данные показыва-

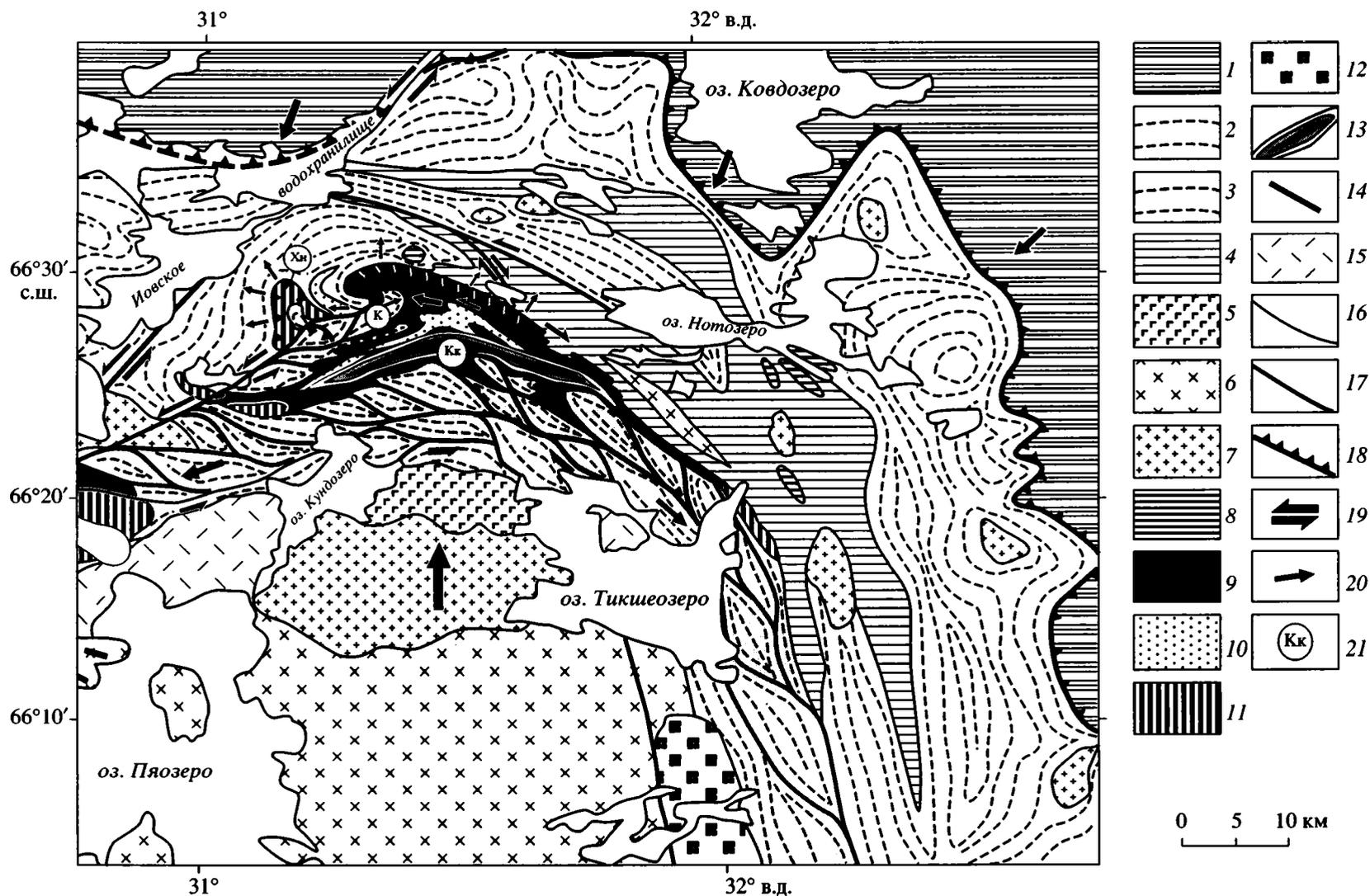


Рис. 3. Структурно-геологическая схема Северо-Карельской зоны (с использованием данных [27, 55, 84, 87])

1 – беломориды; 2 – амфибол-биотитовые гнейсы беломорского облика (AR₁); 3–15 – Карельский массив: 3 – бластокатаклазированные биотитовые гнейсограниты (AR₁), 4 – зеленокаменные образования лопия (AR₂), 5, 6 – Таваярвинский комплекс (AR₁): 5 – гранитизированные габбро-нориты, 6 – кварцевые диориты и гранодиориты, 7 – плагиомикроклиновые граниты (AR₂), 8 – ультрабазиты (AR₂), 9 – сумийско-саролийские вулканогенно-осадочные образования (PR₁), 10 – ятулийские кварцито-песчаники и базальты (PR₁), 11 – расслоенные перidotит-габбро-норитовые интрузии Олангской группы (PR₁), 12 – щелочные габбро, 13 – метасоматиты шовной зоны Кукасозерской структуры, 14 – дайки габбро-диабазов; 15 – четвертичные отложения; 16 – геологические границы; 17 – взбросо-сдвиги; 18 – надвиги; 19 – направления перемещений по сдвигам; 20 – направления тектонического течения; 21 – главные структуры: синклинали: Кк – Кукасозерская, Хн – Ханкусъярвинская; К – Кужъярвинский купол-покров

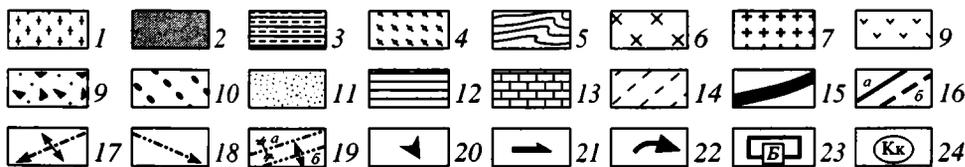
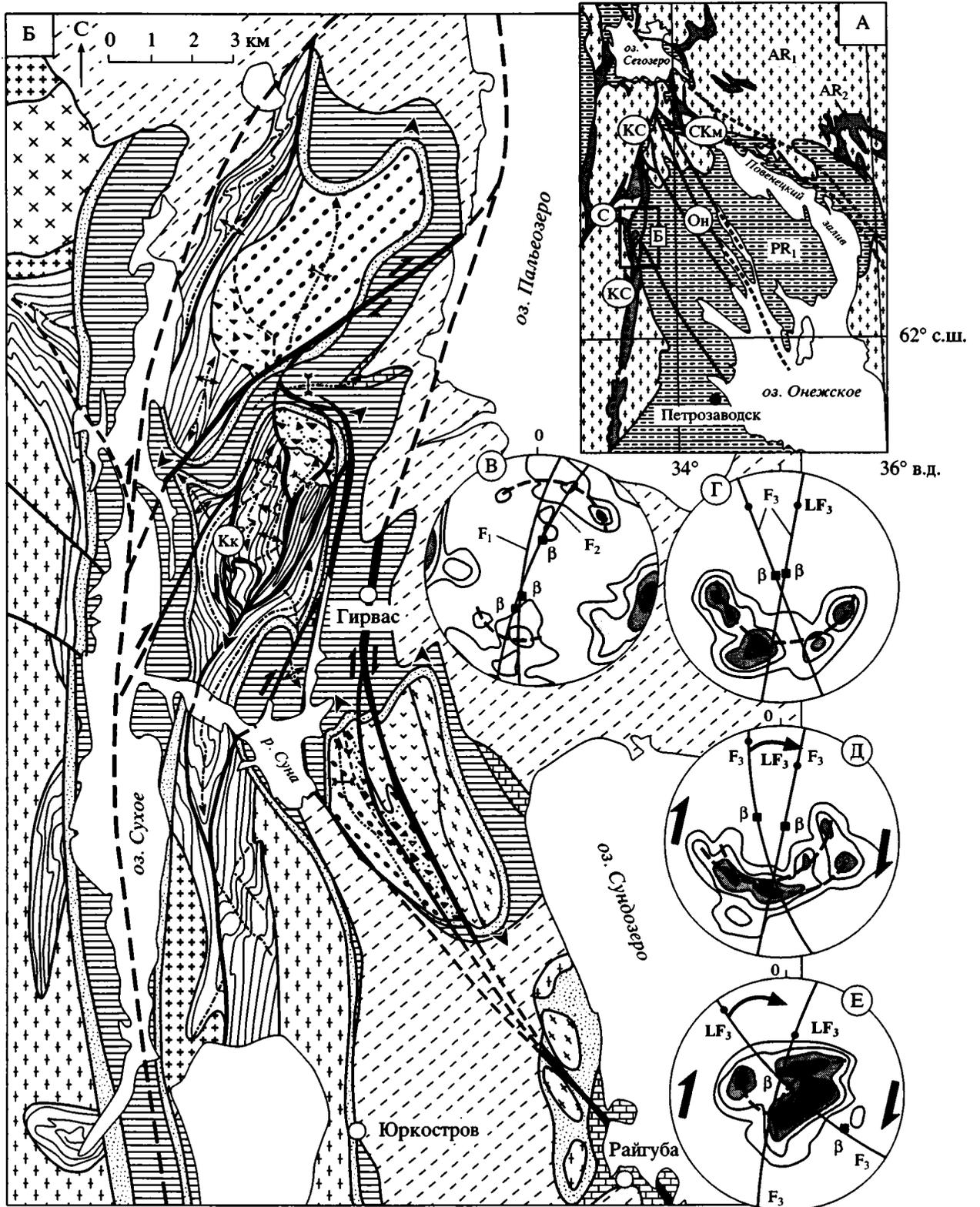
ют, что осевая полоса представляет собой вертикально-плоскостной элемент, который сформирован в режиме осепродольного сдвигового течения, осуществляемого в условиях поперечного сжатия (сплющивания, сдвига). Структурный рисунок зоны отражает совокупный результат (интерференцию) этих режимов.

Северная подзона Кукаозерской структуры менее линеаризована и сжата. Вблизи от осевой полосы развиты кулисные системы линейных изоклинальных, колчановидных и покрывных “языкообразных” складок, полосы птитматов, минеральная полосчатость, сланцеватость, в-линейность, сигмоидальные структуры. Характерна структурная дисгармония отдельных горизонтов, формирование зон отжима и нагнетания. Структурный рисунок отражает кинематику горизонтально-продольного сдвигового течения. При движении к северу и северо-западу структуры становятся более открытыми и представлены системой синклинальных складок, ядра которых выполнены образованиями проточехла, а на крыльях и в “антиклинальных” перегибах обнажается биотит-амфиболовые гнейсы беломорского типа. Структурно-вещественные преобразования инфра- и супракомплексов идентичны [27, 28]. Структура характеризуется здесь извилистыми очертаниями и виргацией разрывов и складок, возникновением купольно-складчатых форм, тектоническим взаимопроникновением пород карельского и беломорского типов. Все это, наряду со структурно-вещественной перестройкой на микроуровне, приводит к исчезновению на отдельных участках четкой границы между породами различных геоблоков, а также между фундаментом и протоплатформенным чехлом [27, 28, 87, 102]. Нижнепротерозойские толщи залегают относительно полого и осложнены запрокинутыми к северу диагонально-кулисными складками с левосторонним рисунком. В западной части наблюдается S-образный горизонтальный изгиб, связанный с левосдвиговым смещением. Складки часто трансформированы в покровы и колчановидные структуры, а куполообразные формы – в тектонические покровные козырьки типа языкообразного покрова Кужъярвинского массива. В северо-восточном крыле Кукаозерской дуги синклинали осложнена флексурными изгибами и асимметричными складками с правым рисунком. Они более поздние по отношению к левосторонним диагонально-кулисным складкам. Набор структурных форм, их асимметрия и соотношение в пространстве указывают, что в северном обрамлении Кукаозерского шва преобладает продольное тектоническое течение в условиях объемного левого сдвига с выдавливанием толщ в западном и в северном направлениях [27, 87].

Южная подзона включает структуры южного крыла Кукаозерской синклинали и северного

края Карельского массива, которые находятся в области преимущественно зеленосланцевой фации метаморфизма. Проточехольные комплексы южного крыла залегают круто, запрокинуты, надвинуты к северу и смяты в сжатые линейные складки, образующие левостороннюю систему кулис. Проявлены агрегатная линейность и сланцеватость, ориентированные по простиранию зоны. Развиты сдвиги, надвиги и взбросы (надвигание в северных румбах), маркируемые зонами бластокатаклизитов и динамосланцев. Южнее развиты относительно слабо огнейсованные и бластокатаклизированные гранитоиды фундамента Карельского массива. Они формируют систему линзовидных доменов [100], которые образуют в совокупности горизонтальные дуплексы и отграничены один от другого узкими (0.1–0.5 км) субвертикальными зонами катаклаза, рассланцевания, бластомилонитизации, диафтореза. Некоторые из доменов являются купольно-сдвиговыми структурами. Это не гранитоидные купола в строгом смысле этого термина, а “купола структурные”, внутреннее концентрическое строение которых зафиксировано соответствующим структурным рисунком. Гнейсовидность очерчивает “концентрическое” строение гранитоидов; в зонах периклинальных замыканий и выклинивания гнейсограниты образуют надвиговые козырьки и покровные складки, шарьированные вдоль длинной оси доменов [27]. В бортах сдвиговых зон развиты сопряженные со сдвигом покровно-надвиговые структуры и диагональные складки. Образуются структуры типа “цветка” или “пальмового дерева” [59, 103]. По всему объему гнейсогранитов развиты структуры-индикаторы сдвиговых деформаций: C-S-структуры, пологая агрегатная в-линейность, структуры вращения, асимметричные изгибы плоскостей разгнейсования и пр. Характерен линзовидно-петельчатый рисунок и переплетающиеся зоны хрупко-пластического течения, отмеченные рассланцеванием, бластокатаклизом и милонитизацией. Вблизи шва домены ориентированы косо к генеральной оси структуры, но по мере удаления их контуры становятся менее определенными и структура – менее ориентированной. Характерны субслоистые зоны рассланцевания, бластомилонитизации и тектонические срывы. Один из таких срывов-отделителей приурочен к границе архейского фундамента и раннепротерозойского чехла. Здесь же проявлены интенсивные структурно-вещественные преобразования и объемная гранитизация. Все сказанное свидетельствует о надвигово-сдвиговой кинематике северного края Карельского геоблока.

Изложенные материалы, наряду с другими данными [12, 15, 27, 28, 32, 35, 48, 68, 84, 87, 90, 95, 102], позволяют сделать вывод, что формирование генерального плана инфра- и супраструктуры Кукаозерского сегмента Северо-Карельской зо-



ны, которая на ранних этапах представляла собой рифтогенную структуру, заложившуюся в краевой части Карельского микроконтинента, связано с проявлением свекофеннского тектогенеза (1.8–1.6 млн. лет). Характерные для зоны структурно-кинематические ансамбли латерального выжимания–нагнетания, сплющивания, продольного и вертикального течения, а также нарастающие интенсивности структурообразующих процессов от периферии к осевой части зоны свидетельствуют о коллизионном взаимодействии двух геомасс (Карельской и Беломорской), которые имели различную реологию на всем протяжении свекофеннского тектогенеза. Можно предполагать, что образование коллизионного шва не связано со столкновением жестких блоков, а вызвано условно встречным объемным течением относительно прогретых и пластичных беломорских и несколько более холодных и менее пластичных (но все же пластичных!) карельских геомасс. Что касается Карельского массива, то этот тезис будет дополнительно аргументирован ниже.

Информации о тектонике фанерозоя нет, но на новейшем этапе Северо-Карельская зона претерпела значительное усложнение внутренней структуры и внешней формы. По данным [6, 25, 41, 51], структурные парагенезы новейшего времени отражают хрупко-пластическую объемную деформацию, связанную с движением Карельского массива в северном направлении, расплющиванием и латеральным течением горных пород в пределах зоны. В целом структурно-кинематический план новейшей тектоники отвечает таковому карельского этапа тектогенеза.

Зоны осепродольного течения

Этот тип структур, к которым относятся Западно- и Центрально-Карельская зоны, а также ряд менее протяженных структур общекарельского простирания, рассмотрим на примере Кой-

карско-Сегозерской ветви Центрально-Карельской зоны, которая при ширине 5–10 км протягивается на ≈ 400 км вдоль оси Карельского массива и трассируется системой линейных синклинальных структур, выполненных породами протоплатформенного чехла. Частные синклинали вытянуты на десятки километров и имеют ширину от первых сотен метров до 1–5 км. В южном направлении они расширяются до 20–30 км, образуя Сегозерскую мульду, к югу от которой Центрально-Карельская зона распадается на две ветви: Сегозерско-Кумсинскую и Койкарско-Сегозерскую. Последнюю, базируясь на данных [13, 35, 54, 63, 64, 73–75, 77, 82, 84, 89] и собственных наблюдений, рассмотрим подробно.

Койкарско-Сегозерская ветвь. Прослеживается в субмеридиональном направлении более чем на 100 км (ширина 5–10 км) (рис. 4, А). В ее строении участвуют гнейсограниты и гранит-зеленокаменные породы архея и вулканогенно-осадочные толщи нижнего протерозоя. Зона ограничена субвертикальными взбросо-сдвигами, с которыми сопряжены локальные надвиги. Все породы пронизаны системой крутопадающих взбросо-сдвигов, которые образуют линзовидно-петельчатый рисунок. Разломы выражены зонами расщепления и бластомилонитизации, вдоль которых отмечается тектоническое совмещение линз, сложенных образованиями разного возраста и состава. Линзы имеют сигмоидальную форму, а их внутренняя структура конформна обрамляющим нарушениям. В пределах зоны наблюдается диагонально-кулисное расположение линзовидных тел, складок, вторичных сдвиговых зон. Гнейсовидность и сланцеватость в пределах линз субконформны плоскостям их ограничения. В результате формируется линзовидно-петельчатый рисунок, свойственный зонам сдвиговых деформаций [7, 11, 52].

Проточехольные образования в северной части зоны образуют узко сжатые диагональные и

Рис. 4. Положение Койкарской зоны в структуре карелид (А) и структурно-геологическая схема ее южного отрезка (Б), с использованием данных [13, 84, 55]

А: 1 – гранитогнейсы AR_1 ; 2 – зеленокаменные образования (AR_2); 3 – проточехол (PR_1).

Б: 4 – гранитогнейсы (AR_1); 5–7 – лопий (AR_2): 5 – зеленокаменные комплексы, 6 – гранодиориты, 7 – граниты; 8–13 – проточехол (PR_1): 8 – сумий (андезитобазальты); 9, 10 – сариолий: 9 – глыбовые брекчи, 10 – конгломераты; 11–13 – ятулий: 11 – терригенный, 12 – вулканогенно-терригенный, 13 – терригенно-карбонатный комплексы; 14 – четвертичные отложения; 15 – зоны сдвиговых деформаций; 16 – взбросо-сдвиги достоверные (а) и предполагаемые (б); 17, 18 – оси складок: 17 – первой и 18 – второй генераций; 19 – оси синклиналей (а) и антиклиналей (б) третьей генерации; 20 – главные направления погружения куполообразных структур; 21, 22 – направления: 21 – сдвиговых перемещений, 22 – вращения структур; 23 – контуры участка детальных исследований (на схеме А); 24 – основные структуры и зоны: Кк – Койкарская купольно-сдвиговая структура (на схеме Б); КС – Койкарско-Сегозерская зона, СКм – Сегозерско-Кумсинская зона, Он – Онежская система дислокаций, С – Семченский зеленокаменный трог (на схеме А).

В – Е – стереографические равноплощадные проекции на нижнюю планисферу полюсов сланцеватости и слоистости: В – сланцеватость лопийских пород (128 замеров, изолинии 3–5–10–18–20%); Г – слоистость сумийских пород (48 замеров, 2–4–6–10–15%); Д – слоистость сариолийских пород (46 замеров, 1–5–12–15%); Е – слоистость ятулийских пород (143 замера, 1–2–5–7–10–15%). Буквенные обозначения на стереограммах: F_1 , F_2 и F_3 – осевые плоскости складок первой, второй и третьей генераций, LF – их шарниры, β – ось складчатости

конформные синклинали, зажатые между линзовидными выходами пород фундамента. На южном отрезке проточехол залегает более полого; средние углы падения 15–40°. Здесь формируется кулисная система купольно-сдвиговых структур, в ядрах которых обнажаются породы фундамента (см. рис. 4, Б).

Одной из них является Койкарская куполообразная структура (Койкарский купол, Койкарская антиформа), изученная подробно [29, 30]. В ее ядре в виде системы тектонических линз обнажаются зеленосланцево измененные вулканогенно-осадочные породы лопия и залегающие на них со структурно-метаморфическим несогласием андезитобазальты сумия и выше – конгломераты сариолия. Все эти горизонты с угловым несогласием и размывом перекрыты вулканогенно-осадочными толщами ятулия, которые формируют крылья антиклинали и ее округлую периклинали. Породы фундамента в ядре структуры обрамлены крутыми зонами вязких взбросо-сдвигов, которые проникают в ятулийский проточехол, где расщепляются, трансформируясь в субслойные срывы и образуя структуру “цветка”. В Койкарской структуре выделено [29, 30] три структурно-формационных этажа: (а) лопийский фундамент; (б) сумийско-сариолийский “квазичехольный” комплекс; (в) ятулийский протоплатформенный чехол.

Лопийский комплекс ядра Койкарской структуры имеет складчато-линзовидное строение [29, 54]. Внутри тектонических линз отмечена система сопряженных линейных цилиндрических складок F_1 , осложненных асимметричными коническими складками F_2 с левым рисунком (см. рис. 4, В). Складки F_2 сопровождаются С-S-структурами, главными (C_2) и вторичными (сколы Риделя – R_2) сдвиговыми зонками, линейностью удлинения (L), будинаж-структурами, кренуляционным кливажем и сланцеватостью, структурами вращения и пр. Морфология и пространственное сочетание структур указывают на развитие в породах нижнего этажа объемных левосдвиговых перемещений с вращением и уплощением в плоскости течения вплоть до полной линейзации структурного плана [29]. Более поздние структуры третьей генерации наследуют ранние, но плоскости левых сдвигов C_2 преобразуются в правые сдвиги C_3 , которые сопровождаются подворотом вторичных сдвигов, правосдвиговыми складками течения F_3 , а также вращением структур по часовой стрелке. Поверхности R_2 подновляются конформными или диагональными к разрывам C_3 антитетическими микросдвигами третьей генерации. Возникают структуры типа “домино” с вращением межсдвиговых литонов по часовой стрелке. Отмечены кинематические пары кинк-зон (K_3), отражающие продольное сжатие. Макро-, мезо- и микроструктурные рисунки подобны. Замеры удлинения галек и других включений показали, что

пологая линейность, характерная для центральных частей линзовидных фрагментов, в областях их выклинивания переориентируется и становится субвертикальной. Вся совокупность данных указывает на то, что в ядре структуры фиксируется как продольное (по простиранию зоны), так и субвертикальное течение материала с возникновением областей отжима и нагнетания горных масс.

“Квазичехольный” этаж, под которым подразумевается комплекс отложений сумия и сариолия, образует линзу в области северного замыкания Койкарской структуры. Линза имеет сигмоидальную в плане форму и ограничена зонами бластомилонитов и разрывов, которые прослеживаются в лопий. Набор структур и их сочетание здесь идентичны набору и соотношению структур третьей генерации в нижнем этаже антиформы. Фиксируется система сопряженных конических складок, осевые плоскости которых образуют острый угол (см. рис. 4, Г, Д). Кливаж осевой плоскости отсутствует, но развит кливаж разлома, имеющий ориентировку, аналогичную плоскостям C_3 в лопийских породах. Поверхности кливажа скальвания сигмоидально изогнуты (вращение по часовой стрелке). Таким образом, складчато-линзовидная структура сумийско-сариолийских толщ подобна структуре нижнего этажа, а набор структурных форм и их сочетание свидетельствуют о сдвиговых деформациях того же кинематического типа, что и деформации третьего этапа в породах лопия.

Породы ятулийского чехла (третий этаж) составляют крылья Койкарской антиформы, образуя куполообразную структуру, и осложнены диагональными антиклиналями второго порядка (см. рис. 4, Е). Структуру осложняет система диагональных и конформных складок конической морфологии, что фиксируется на стереограммах. Отложения чехла рассечены системой крутых зон хрупко-пластического сдвига, проникающих в фундамент (см. рис. 4, Б). В их пределах породы расланцованы, разлинзованы, превращены в альбит-биотит-хлоритовые (по базальтам) и серицит-кварцевые (по терригенным породам) бластомилониты. Ориентировка и набор структурных форм, типы тектонитов, кинематические признаки здесь сопоставимы с таковыми среднего этажа и с третьей генерацией в нижнем. За пределами зон сдвиговых деформаций ятулийские породы дислоцированы слабо: локально развит кливаж разлома, параллельный сдвигам C_3 . Отмечается проникновение ятулийского кливажа в лопийские породы, где он сливается с плоскостными структурами третьей генерации.

Таким образом, становление собственно Койкарской структуры (антиформы) связано с прогрессивным развитием объемного сдвигового течения в условиях реологической неоднородности

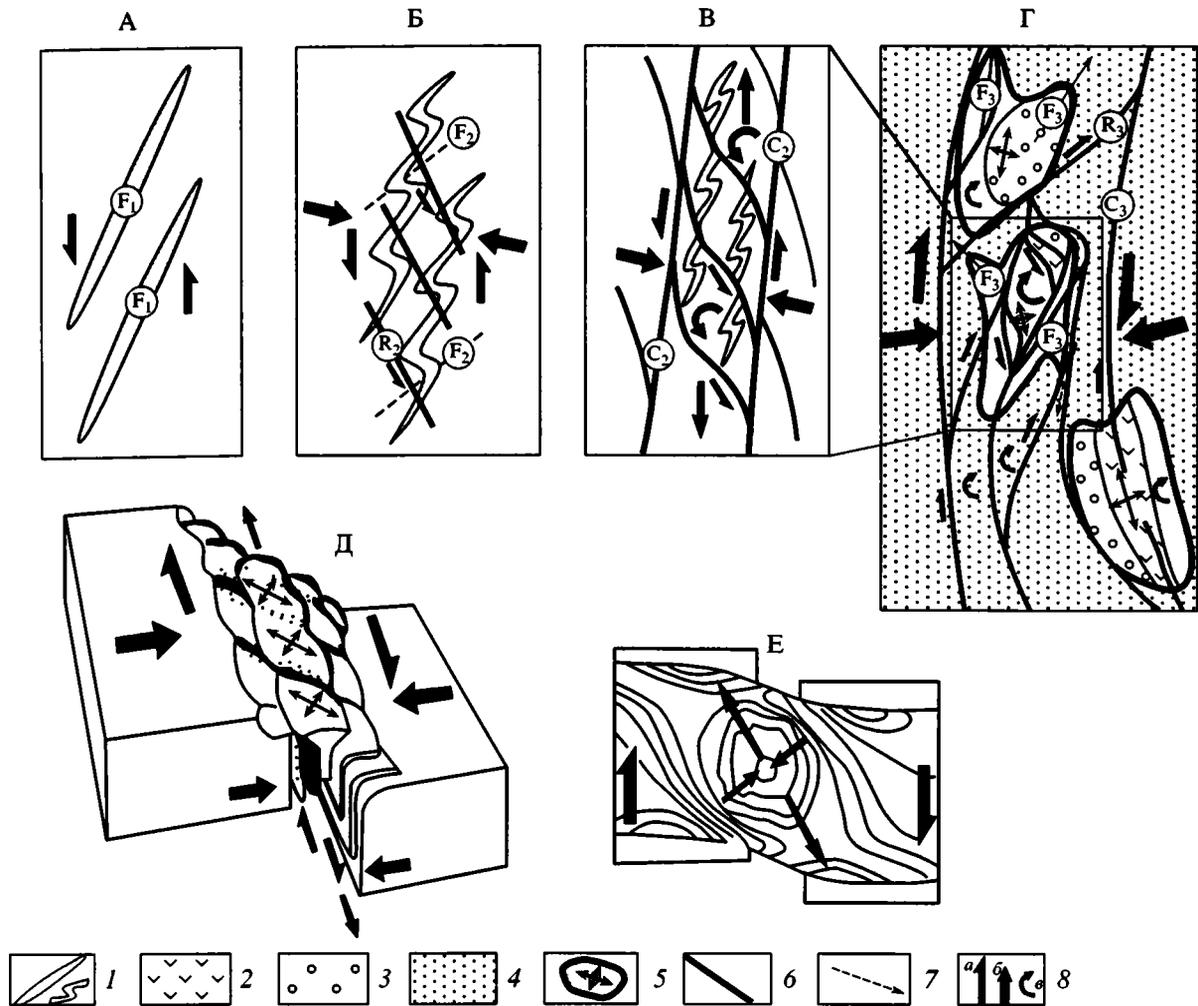


Рис. 5. Эволюция Койкарской зоны на лопийском (А–В) и свекофенском (Г) этапах (пояснения в тексте). Блок-диаграмма Д иллюстрирует морфологию “пальмовой” структуры в обстановке транспрессии, по [59]. На схеме Е изолиниями показаны концентрические траектории максимальных касательных напряжений, возникающие в условиях деформации сдвига, по [7]

1 – складки в породах лопийского фундамента; 2 – андезитобазальты сумия; 3 – конгломераты сариолия; 4 – отложения ятулия; 5 – купольно-сдвиговые структуры; 6 – взросо-сдвиги; 7 – оси складок; 8 – направления: а – сдвига, б – растяжения-сжатия, в – вращения. F_1, F_2, F_3 – оси складок первой, второй, третьей генерации, С – главные сдвиги, R – диагональные вторичные сдвиги

слагающих ее горизонтов. К концу позднего архея формируется система линейных складок F_1 , по-видимому, связанных с начальными этапами деформации сдвига (рис. 5, А). Последующее развитие левосдвиговых перемещений приводит к формированию асимметричных складок F_2 , диагональных (R_2) и продольных (C_2) сдвигов, что обуславливает появление складчато-линзовидной структуры в обстановке транспрессии (см. рис. 5, Б, В). После формирования проточехольных комплексов, в свекофенскую фазу диастрофизма, фундамент и чехол продолжают испытывать пластические сдвиговые деформации. Ранние плоскостные структурные элементы наследуются молодыми (третья генерация), но при этом происходит смена

кинематики с левосдвиговой на правосдвиговую (см. рис. 5, Г). В результате прогрессивного развития сдвигового течения образуются сопряженные сегменты горизонтально-продольного и вертикального перемещения горных масс с их отжигом из областей наибольшего сжатия и нагнетанием в области геодинамических убежищ. В условиях реологической неоднородности фундамента и чехла и объемного сдвигового течения горных пород формируются кулисно расположенные линейные купольно-сдвиговые структуры типа Койкарской.

Становление Койкарско-Сегозерской ветви в целом (как и собственно Койкарской антиформы) было длительным и многоэтапным, а ее

структурный план оформился лишь после образования протоплатформенного чехла, т.е. в свекофенское время и, возможно, позднее, что находит подтверждение в данных по абсолютному возрасту. Исследование катаклазированных гранитов из ядра купольно-сдвиговой структуры Кумсинско-Сегозерской зоны, которая аналогична вышеописанной [46], проведенное под руководством В.И. Виноградова в Лаборатории радиоизотопной геохронологии ГИН РАН, дало следующие результаты: 1830 ± 10 млн. лет (K-Ar); 1670 ± 60 млн. лет (Rb/Sr, монофракции Pl и Bi, начальное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.777 \pm 0.01$); 1270 ± 50 млн. лет (Rb/Sr, начальное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7544 \pm 0.0002$, валовая проба из биотит-полевошпатовых бластомилонитов). По данным ландшафтно-геоморфологического анализа формирование сдвигово-купольных структур зоны продолжается и в новейшее время [30]. При этом происходит тектоническое расслоение разреза и постепенное оформление дисгармоничной структуры различных петроструктурно-реологических этажей [48].

Анализ структурного рисунка Койкарской структуры и Койкарско-Сегозерской зоны в целом указывает на существование протяженной и длительно развивающейся узкой зоны сдвигового течения. Судя по набору структурных парагенезов, материалам по другим регионам и данным эксперимента [58, 59], зона принадлежит к категории "структур цветка" (см. рис. 5, Д), отражающих режим транспрессии.

Ареалы диффузного (рассредоточенного) купольно-сдвигового тектогенеза

Области диффузного купольно-сдвигового тектогенеза отражают объемное тектоническое течение горных масс, захватывающее значительные ареалы и рассредоточенное по множеству структурных элементов: сланцеватости, зонам катаклаза и милонитизации, линейности, плейчтости, гнейсовидности, микро-, мезо- и макросдвигам и другим линейно-плоскостным элементам. О сдвиговой составляющей движения по этим элементам свидетельствуют преимущественно крутые залегания плоскостных структурных элементов и субгоризонтальное или слабо наклонное положение минеральной линейности. Сдвиговая составляющая устанавливается по асимметричным подворотам слоев, структурам вращения, S- и Z-образным складкам с вертикальными шарнирами, структурам типа "домино", кулисообразному расположению мелких структурных форм, магматических даек, жил и пр.

Другим примером этого типа деформации являются ареалы купольно-сдвигового тектогенеза. На территории массива по ориентировке структурных элементов, иногда подчеркиваясь выхода-

ми контрастных пород (например, базит-ультрабазитов), четко вырисовываются куполообразные структуры. Но они в большинстве случаев не являются гранитогнейсовыми куполами в собственном смысле этого термина, а обрисованы только субконцентрическим расположением структурных элементов. "Купола" эти асимметричны, имеют каплевидную или линзовидную форму и расположены кулисообразно один относительно другого. Длинные оси таких "структурных куполов" ориентированы диагонально или продольно к генеральному простиранию структур. Их внутреннее строение и взаимное расположение подчеркивают сдвиговую кинематику областей их распространения. Сдвигово-купольная природа таких структур показана, в частности, выше, при описании Кукасозерской и Койкарской зон. Характерный сдвигово-купольный ареал расположен к югу от оз. Сегозеро (рис. 6). Здесь развиты мигматизированные гнейсограниты архейского фундамента с узкими скиалитами гранитизированных зеленокаменных пород лопия. По крутопадающей гнейсовидности вырисовываются линзообразные и каплевидные куполообразные структуры, которые обрамлены зонами концентрированных сдвиговых деформаций. Сдвиговая составляющая подчеркивается асимметричными S- и Z-образными складками, полого залегающей линейностью, структурами вращения, C-S-плоскостями, структурами продольного выжимания-нагнетания, структурами "домино", кулисообразным расположением геологических тел. Вертикальные перемещения отражены в куполообразных формах, крутопадающей линейности, взбросах и складках высокого порядка.

Области рассредоточенного тектогенеза занимают подавляющую часть территории Карельского массива вне линейных зон концентрированной деформации. В настоящее время они представлены полосами бластомилонитов, мигматитов и тектонитов. Но и в пределах линейных зон (например, Северо-Карельской и Восточно-Карельской) области диффузного купольно-сдвигового тектогенеза занимают существенное место. Подобный морфоструктурно-кинематический тип был подмечен давно [79, 92]. Указывалось, в частности, что фундамент Карельского массива расчленен на разномасштабные блоки овоидной формы с мощными зонами бластомилонитов и милонитов по их краям. По этим зонам происходили внедрения основных и ультраосновных пород, поздних диоритов и гранодиоритов. С ними связаны поздние проявления мигматизации и калиевого метасоматоза. Указывалось на постпротоплатформенную активизацию фундамента и постседиментационную природу этих куполов [92]. Отмечено [79], что для ортогнейсов, слагающих обширные поля на территории Карельского массива, характерна катакластическая структура, возникшая в результате переработки пород све-



Рис. 6. Структурно-геологическая схема района оз. Сегозеро, с использованием данных [3, 13, 35, 75, 84 и др.]

1-3 - AR₁: 1 - гнейсограниты, 2 - мигматит-граниты куполообразных структур, 3 - скиалиты гнейсов; 4, 5 - AR₂: 4 - плагиомикроклиновые граниты, 5 - зеленокаменные образования; 6-10 - PR₁: 6 - сумий, 7 - сариолий, 8-10 - ятулий; 8 - терригенные, 9 - вулканогенные и 10 - карбонатно-терригенные образования; 11, 12 - ориентировка: 11 - слоистости, 12 - сланцеватости; 13 - взбросо-сдвиги; 14 - надвиги

кокарельской орогенией. Возраст переработки (перекристаллизации) по данным К-Аг определения по биотиту 1750-1800 млн. лет.

Зоны растяжения и оттока

К этому типу структурно-кинематических ансамблей могут быть отнесены Ладожская, Сегозерская и некоторые другие структуры, но одним из наиболее изученных объектов является *Онежская мульда*, описание которой приведено на основании опубликованных [3, 17, 35, 53, 62, 63, 70, 73,

84, 89, 102] и фондовых [65] материалов, а также личных наблюдений. Онежская мульда (рис. 7, 8) – это синклиальная слегка вытянутая в юго-восток-северо-западном направлении ($\cong 100 \times 120$ км) структура, выполненная образованиями ятулия и людиковия, которые на бортах трансгрессивно залегают на породах сумия, сариолия и архейского фундамента. По геофизическим данным, наличие последнего предполагается под днищем мульды на всем ее протяжении. Толщи людиковия надстраиваются породами вепсия, выполняющего Западно-Онежскую синклиаль. Все перечис-

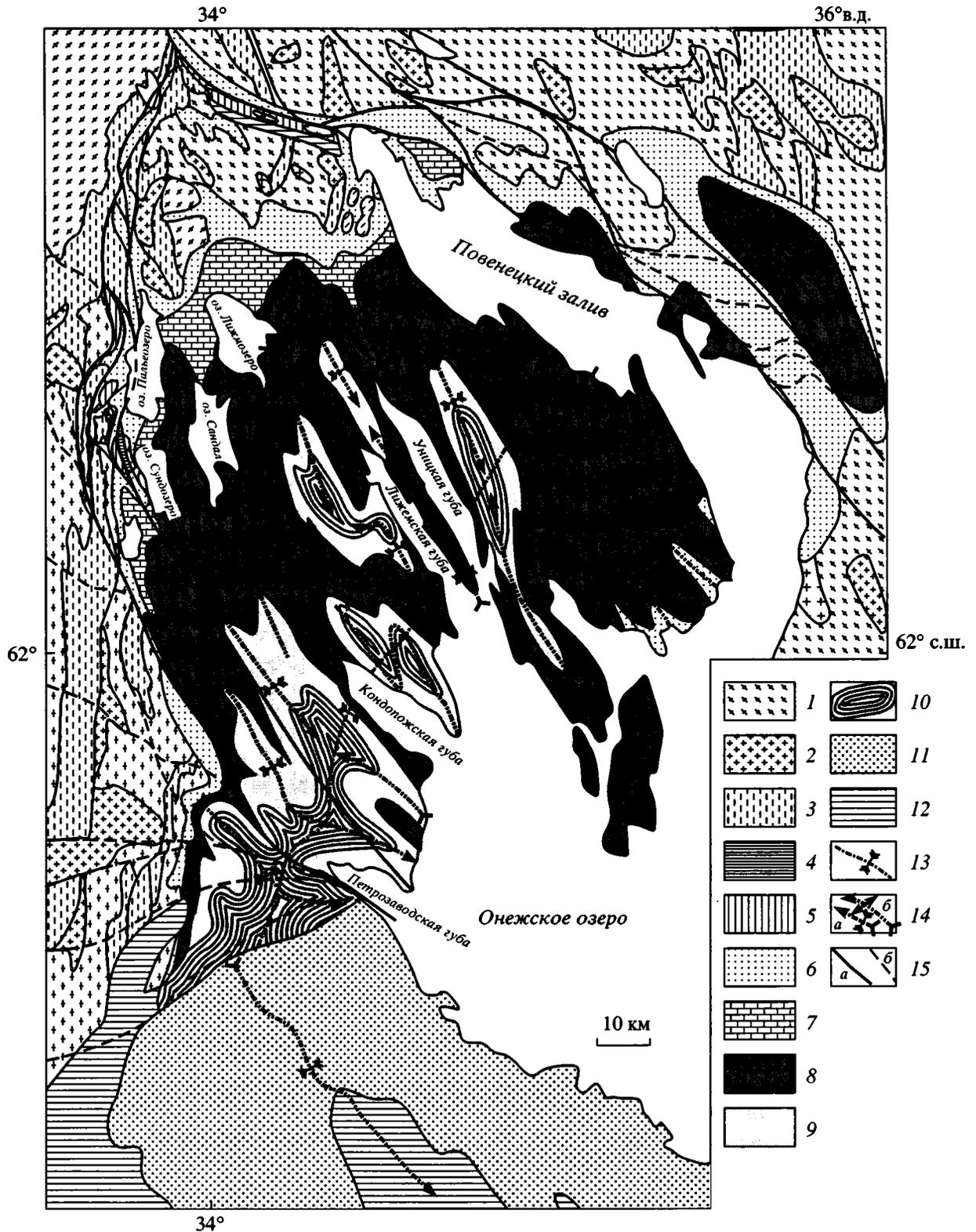


Рис. 7. Структурно-геологическая схема Онежской муфты, составлена с использованием данных [13, 64, 65, 84]
 1 – AR₁; гнейсограниты; 2–3 – AR₂: 2 – плагиомикроклиновые граниты, 3 – зеленокаменные образования; 4–11 – PR₁:
 4 – сумий, 5 – сариолий, 6 – нижний и 7 – верхний ятулий, 8, 9 – людиковый: 8 – заонежская, 9 – суйсарская свиты; 10 –
 ливий; 11 – вепсий; 12 – венд; 13 – осевая поверхность Онежской муфты; 14 – осевые поверхности: а – синклиналей,
 б – антиклиналей северо-западного простирания; 15 – взбросо-сдвиги: а – главные, б – второстепенные

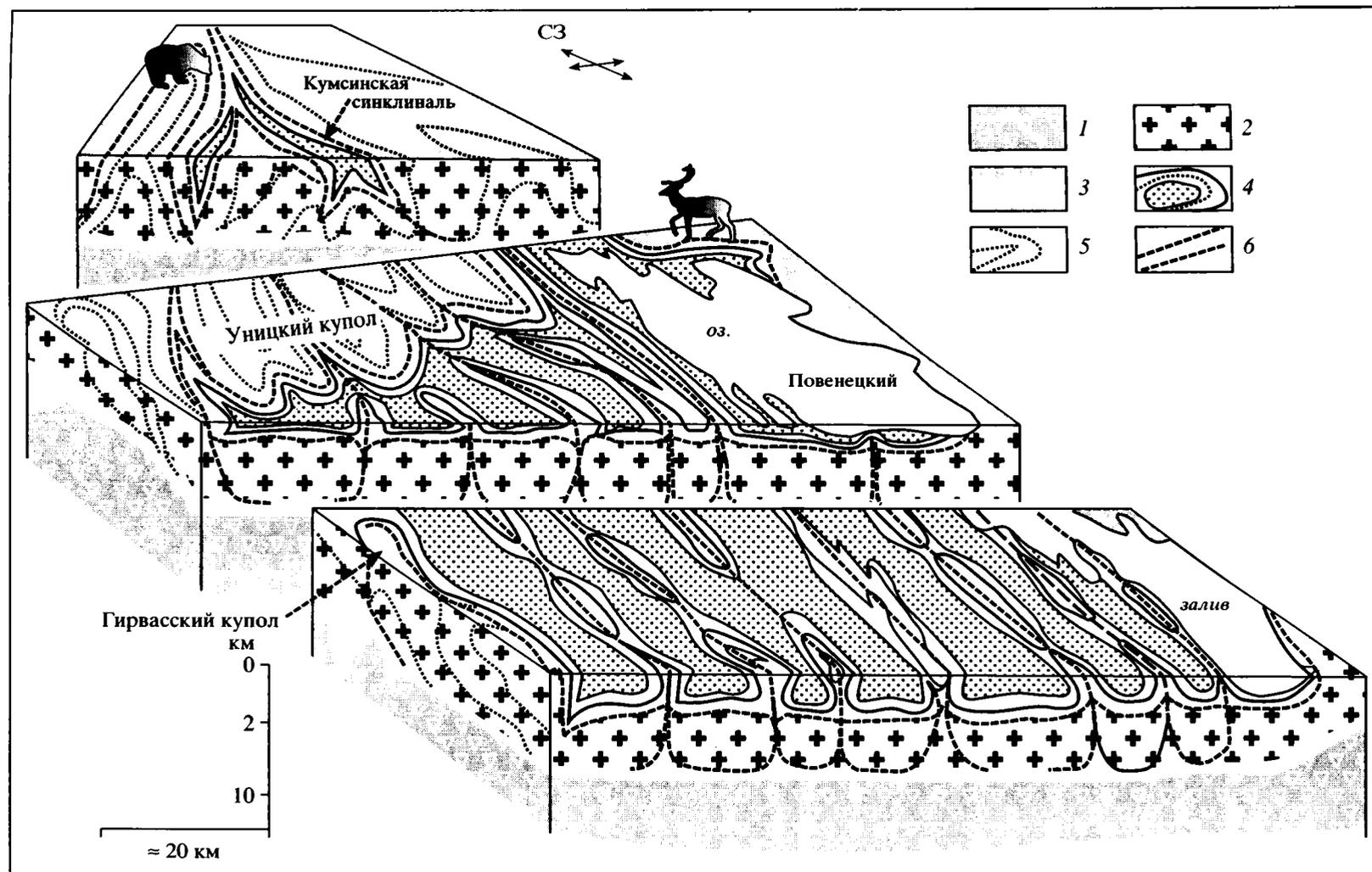


Рис. 8. Сильно схематизированная блок-диаграмма Северо-Онежской мульды, с использованием данных [13, 36, 39, 49, 50, 64, 65, 84]

1 – “гранулит-гнейсовый” слой; 2, 3 – “гранито-гнейсовый” слой: 2 – на разрезе, 3 – на плоскости; 4 – различные горизонты нижнепротерозойского протоплатформенного чехла; 5 – структурные линии в фундаменте; 6 – разрывы и зоны вязкопластических срывов-отделителей, переходящих в сдвиги и надвиги

ленные толщи перекрыты отложениями рифея-фанерозоя Петрозаводского грабена и современной впадины Онежского озера.

В раннем протерозое район мульды представлял собой бассейн, обладающий многими чертами, характерными для карельского региона. В то же время это была самостоятельная провинция со специфическими седиментационным, магматическим и тектоническим режимами [35, 53 и др.]. Начало ятулийского времени совпадает с накоплением сегозерского горизонта (песчаники, алевролиты, сланцы, кварцевые и гранитные гравелиты и конгломераты; до 400 м). Позднее терригенное осадконакопление сменилось отложением пестроцветных доломитов, строматолитовых и онколитовых известняков, песчаников, гравелитов и различных сланцев онежского горизонта (150–300 м). Литоседиментационные особенности отложений ятулия отвечают условиям мелководного эпиконтинентального морского бассейна со зрелой континентальной корой [62] и его прибрежных областей с невысоким рельефом [35, 53, 80, 92, 93 и др.]. В позднем ятулии прослеживается тенденция к трансгрессии морского бассейна, фиксируемая появлением карбонатных фаций. Осадочные серии ятулия расчленены базальтовыми, трахибазальтовыми и андезитобазальтовыми лавовыми потоками и их пирокластитами, а также габбро-долеритовыми силами. Вулканы принадлежат к категории платобазальтов траппового типа [75, 90, 95, 96 и др.]. К протоплатформенному ряду отнесены габбро-долеритовые интрузии, расположенные в краевой части мульды [89].

Людиковийское время ознаменовалось отложением заонежской (сланцевые, карбонатные и шунгитовые сланцы, песчаники и известняки с горизонтами базальтов и их туфов; 300–1800 м) и суйсарской (чередование туфосланцев и туфопесчаников, базальтов, пикритовых порфиритов и глинистых сланцев; до 700 м) свит. Известны вулканические неки и интрузии ультраосновного состава. Вулканы залегают на мелководноморских отложениях, не несут признаков глубоководности и по петрохимическим данным отнесены к внутриконтинентальным образованиям [95]. Субаэральный базальтовый вулканизм, ассоциирующийся с континентальными формациями, на ранних стадиях имел субщелочной характер, позднее, в условиях относительно глубокого морского бассейна, проявился толеитовый вулканизм, а затем появились пикрит-базальтовые серии нормальной щелочности.

В вепсии накапливаются мелководные и континентальные молассоидные отложения, вначале сероцветные аркозовые песчаники с прослоями алевролитов и гравелитов (петрозаводская свита; до 600 м), позднее – красноцветные косослоистые

песчаники с прослоями мелкогалечных конгломератов (шокшинская свита; 200–400 м). В песчаниках отмечены плохо окатанные обломки шунгитовых сланцев. Шокшинская свита расчленена мощным габбро-диабазовым силлом. На границе суйсарского и петрозаводского времени активное прогибание затухает, проницаемость коры уменьшается. Онежский бассейн сокращается по площади и мигрирует к югу. В этот период он, по видимому, представлял собой замкнутую котловину, обрамленную областями воздымания и денудации пород заонежской свиты.

Излияние вулканитов и нарастание их объемов от ятулия к суйсарью, эволюция состава пород, а также соответствующая минерализация указывают на высокую проницаемость земной коры с выносом к поверхности земли мантийного вещества [70, 96]. Эта проницаемость была связана, вероятно, с процессом диссипативного растяжения и пластичностью нижнекорового слоя (разновидность “пластичного спрединга” [91]). Однако образование коры океанического типа не происходило. На фоне общего растяжения возникли дискретные узко линейные ослабленные зоны повышенной проницаемости [17, 63].

Главная особенность структуры Онежской мульды – это сочетание ее линзовидно-округлой формы и линейного внутреннего плана с чередованием широких корытообразных синклиналей и узких линейных гребне- и грибовидных антиклиналей (рис. 9, см. рис. 8). Синклинали имеют широкие (6–12 км) относительно плоские днища и короткие крутые крылья. Антиклинали представляют собой типичные “структуры цветка” (см. рис. 5, Д): узкие, сжатые, гребневидные и грибовидные диапироподобные структуры, осложненные сопряженными складками, взбросо-сдвигами и надвигами. В ядрах антиклиналей породы рассланцованы, катаклазированы, брекчированы, отличаются повышенным метаморфизмом и полифазной альбит-карбонатно-сланцевой метасоматической минерализацией. Здесь в результате тектонического перетекания мощности отдельных горизонтов увеличены в сравнении с синклиналями в 2–4 раза. Оси складок ориентированы в соответствии с генеральным структурным планом Карельского массива (ЮЮВ–ССЗ). Крупные структуры распадаются на ряд более мелких диагонально-кулисных складок [65]. Шарниры складок в целом воздымаются к северо-северо-западу и замыкаются в области выходов фундамента. В фундаменте антиклинальные зоны продолжают в форме разломов или шовных зон. Отмечены [3] обращенные структуры: в чехле происходит выжимание пород вверх (в сторону свободной поверхности); а в фундаменте эти зоны выражены клиновидными синклиналями (Кумсинская, Салвиламбинская, Ялгамская), затянутыми вниз вдоль шовных зон. Отчетливо видна

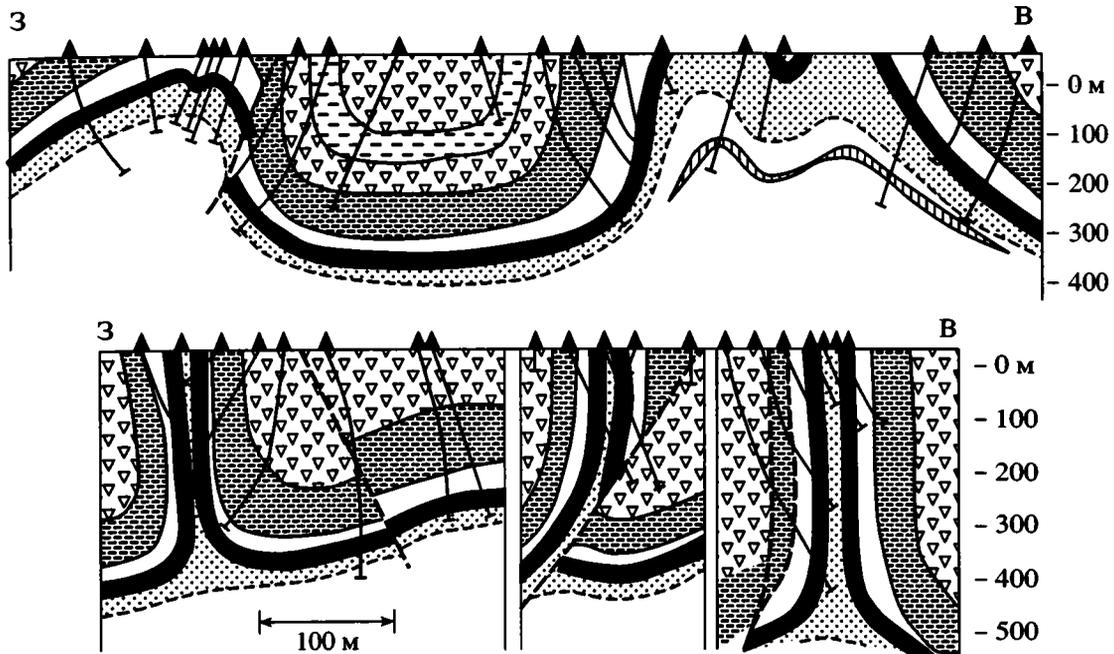


Рис. 9. Структура “антиклиналей-диапиров” в отложениях протоплатформенного чехла Онежской мульды. Различным крапом показаны разные горизонты нижнепротерозойского разреза

дисгармония между структурой цоколя и чехла, граничащих по региональному межформационному “срыву-отделителю” (по терминологии С.Н. и К.С. Ивановых). Антиклинальные зоны ассоциируют с продольными сдвигами, что подчеркивается кулисным расположением складок и даек габбро-диабазов.

В целом внутренняя структура Онежской структуры свидетельствует, с одной стороны, о тектоническом течении вдоль простирания антиклинальных зон и, с другой стороны, о нагнетании материала от синклиналей к антиклиналям. Мильдообразная форма структуры и преобладание по площади синклинальных участков свидетельствуют о режиме общего растяжения как в период осадконакопления, так и во время проявления деформационных процессов. Растяжение происходило в условиях сдвига, о чем, кроме приведенных выше данных, свидетельствует и горизонтальный изгиб осей ранних складок (см. рис. 7).

Геофизические данные [17] дополняют структурно-геологические и подтверждают: существование гранитно-метаморфического фундамента впадины; ее полосовую структуру, связанную с наличием диапироподобных антиклинальных зон (отрицательные гравитационные аномалии) и положительных синклиналей (положительные аномалии); вертикальное и кулисообразное расположение тел габбро-диабазов, что свидетельствует о режиме трансенсии в период их внедрения; наличие положительной магнитной и гравитационной

аномалий под водами Онежского озера, что может свидетельствовать о высоком положении базальтового слоя.

Таким образом, для Онежской мульды характерно: (а) длительное и постепенное прогибание в раннем протерозое, наследуемое вепсийской Западно-Онежской мульдой и впадиной Онежского озера; (б) накопление мелководноморских и лагунных, а затем континентальных отложений малой мощности; (в) слабое проявление трансгрессивных процессов (область осадконакопления в основном сохраняет свои очертания) и постепенное отступление бассейна к югу; (г) кулисное размещение даек, указывающее на трансенсию в период накопления вулканогенно-осадочного чехла; (д) чередование узких зон трансенсии с кулисно эшелонированными структурами и широкими зонами растяжения; (е) развитие базального срыва и зоны пластического течения на границе фундамент/чехол; (ж) наличие сплошного “гранитного” слоя под всей мульдой; (з) повышенная (но дискретная) проницаемость корового слоя с поступлением мантийных составляющих; (и) активное участие архейских комплексов в процессах тектонического течения. Все это позволяет рассматривать ятулийско-людиковийскую Онежскую мульду, вепсийскую Западно-Онежскую впадину, рифейско-палеозойский Онежский (Петрозаводский) грабен и современную депрессию Онежского озера в качестве единой области перманентного прогибания, связанной с режимом сдвигового течения, который проявлялся с ранне-

го протерозоя до наших дней. При этом и в период осадконакопления, и во время свекофеннской фазы диастрофизма преобладал режим трансенсии, парагенетически сочетающийся с локально проявленными деформациями сжатия (со сдвигом). Переменяемость режимов трансенсии и локальной трансенсии отмечена также в фанерозое. Они зафиксированы метасоматической минерализацией в интервалах 1900–1700, 1100–900, 150–100 млн. лет, которая связана с растяжением литосферы и выносом мантийного вещества и которая прерывалась этапами динамометаморфических преобразований [70]. Признаки деформации объемного тектонического течения отмечены в регионе и для новейшего этапа [25, 30].

Обратим внимание еще на одну закономерность. Онежская мульда пространственно и структурно связана с зонами латерального диссипативного и концентрированного сдвигового течения и постепенно переходит в них в северном направлении, что делает вполне правомерным допущение, что возникновение и развитие мульды связано с оттоком масс из тыловой области Карельского массива, что подтверждено данными по современной геодинамике региона [107]. Дискретная складчато-сдвиговая структура, сопровождающаяся дисгармоничным срывом на границе “фундамент/чехол”, – типичный случай эпидермальной тектоники, отражающей сдвиговое течение подстилающего фундамента. Нельзя исключить и существенную роль в процессе развития структуры Онежской мульды элемента вращения в поле сдвиговых деформаций [71].

Субслоистые зоны тектонического течения

Выше было показано, что сдвиговое течение как в зонах концентрированной, так и диффузной деформации проявляется преимущественно в вертикальной плоскости (“вертикально-слайдовое течение”), но фиксируются и зоны субгоризонтального расслоения, которые приурочены к участкам спокойного залегания проточехла и к области раздела “фундамент/чехол” [40, 44–46], а также к глубинным уровням корового слоя. Во многих случаях слои, пачки и толщи пород протерозоя разделены зонами субслоистого срыва, что подчеркивается расланцеванием и штрихами скольжения на поверхностях напластования. Образующиеся таким образом пакеты-литоны имеют автономную, дисгармоничную к смежным литонам внутреннюю структуру, тип которой во многом контролируется фактором компетентности пород. В отложениях проточехла были выявлены разнообразные типы макроструктур послойного хрупко-пластического течения, описанные в [41, 44–46]. На микроуровне отмечены ориентированные в соответствии с субслоистым течением стилолиты, тени давления и регенера-

ционные каймы вокруг обломочных зерен, зонки трансляционного скольжения и бластеза, агрегатная линейность и пр. [31, 45]. Трещины, сланцеватость и кливаж обычно не проникают в смежные пакеты. Минерально-агрегатная линейность, будины, деформированные включения и стилолитовые зубцы чаще имеют полого-продольную (по направлению напластования) ориентировку, что свидетельствует об аналогичном направлении внутрислоистого горизонтального течения. Наличие нескольких генераций поперечных трещин отрыва, залеченных стилолитовыми швами, свидетельствует о неоднородном режиме течения и периодической смене продольного растяжения продольным сжатием [44, 45].

В отложениях шокшинской и петрозаводской свит часто фиксируются секущие напластование взбросо-сдвиги и сдвиги-надвиги, а также системы зеркал скольжения, которые постепенно выполаживаются и сливаются в конце концов с субслоистыми срывами. Эти формы отражают макроблоковую объемную внутрислоистую деформацию. На границах деформированных пластически и относительно не деформированных объемов возникают послойные срывы, отражающие дисгармонию хрупко-пластического течения. Это явление особенно четко проявлено на контакте фундамента и проточехла, в основании которого отмечается древняя кора выветривания, как правило, подверженная динамометаморфизму [34]. Рассланцованная кора выветривания маркирует зоны тектонического срыва на границе фундамент-проточехол.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ КАРЕЛЬСКОГО МАССИВА

Не затрагивая всего многообразия данных по глубинному строению, мы приведем лишь сведения, необходимые с точки зрения поставленной задачи [2, 5, 8, 10, 17, 36, 49, 50, 67, 83, 97, 104 и др.]. Земная кора описываемой территории имеет слоисто-блоковое строение. Выделены: верхняя мантия ($V = 8.0\text{--}8.1$ км/с; $\sigma = 3.2$ г/см³); корово-мантийный (переходный) слой ($V = 7.0\text{--}7.3$ км/с; $\sigma = 3.0\text{--}3.2$ г/см³); “гранулит-базитовый” слой ($V = 6.6\text{--}6.8$ км/с; $\sigma = 2.90\text{--}3.0$ г/см³); “гранулит-гнейсовый” слой ($V = 6.3\text{--}6.5$ км/с; $\sigma = 2.75\text{--}2.9$ г/см³); “гранито-гнейсовый” слой ($V = 5.2\text{--}5.9$ км/с; $\sigma = 2.66\text{--}2.75$ г/см³); осадочно-вулканогенный слой ($\sigma = 2.65\text{--}2.82$ г/см³). Раздел М фиксируется на глубинах порядка 50 км, образуя пологие прогибы (до 60 км) в центральной части территории и в районе Северо-Карельской зоны. Погружения границы М маркируются объемами корово-мантийной смеси, которая образует в прогибах мощные линзы. На продольном профиле отмечены пологие нарушения типа глубинных надвигов,

один из которых трассируется на Северо-Карельскую зону сплющивания; на глубине он сливается с поверхностью М. Породы верхней мантии под массивом разуплотнены по отношению к Беломорской и Свекофеннской областям. Литосферная мантия Балтийского щита обладает сильной расслоенностью с линзовидно-петельчатым чередованием зон пониженных и повышенных скоростей сейсмических волн, что фиксируется вплоть до астеносферы. Подобное строение зафиксировано по профилю Лахденпохье–Сегозеро. Здесь же видна концентрация отражающих площадок на глубинах 25–30 км, а также чередование зон разных скоростей внутри гранулит-базитового слоя. Отчетливые разделы фиксируются на глубинах 5–13, 15–20 и 26–35 км. Расслоенность верхнекорового слоя подчеркивается субгоризонтальной зоной возрастания электропроводности на глубинах 10–15 км, которая, находясь в корреляции с зоной низких скоростей, проинтерпретирована как ослабленная зона на границе верхней и нижней коры [10]. Таким образом, устанавливается четкая “слоистая” структура корового слоя региона, ее вертикальная неоднородность, наличие сейсмически прозрачных и непрозрачных слоев и объемов вещества разной плотности, их линзовидно-петельчатая конфигурация, определенная корреляция глубинного строения с общей структурой массива и его обрамления. В частности, четко фиксируются границы массива, выраженные в изменении геофизических полей, а также зона глубинного надвига, погружающаяся к югу и выходящая на поверхность в районе Северо-Карельской зоны.

Интересно положение подошвы “гранито-гнейсового” слоя ($\sigma = 2.68 \text{ г/см}^3$). На трехмерной модели [49, 50] (см. рис. 8) выступы гранулит-гнейсового слоя ($\sigma = 2.80 \text{ г/см}^3$) фиксируются региональными гравитационными максимумами, прогибы – минимумами. Эти выступы либо выходят на дневную поверхность в виде диафорированных эндебитов [78], либо залегают на глубинах 1–2 км, проявляясь в крупнокупольном глубинном тектогенезе [17]. Морфоструктурам поверхности “гранулит-гнейсового” слоя соответствуют определенные тектонические структуры. В частности, осевая зона Центрально-Карельского глубинного прогиба совпадает с одноименной осепродольной зоной сдвигового течения. Борта прогиба связаны с развитием структур сдвигово-купольного тектогенеза и структурами типа пулл-апарт (pull-apart) (Восточно-Карельская зона) или линейно-сдвиговой тектоники (Западно-Карельская зона). Дугообразные субширотные зоны сплющивания и нагнетания (Северо-Карельская зона, Костомукша) приурочены к зонам поперечного воздымания гранулит-гнейсового основания. Напряженность и линейризованность структур коррелиру-

ются с крутизной и протяженностью склона: пологого и протяженного – на востоке и узкого и крутого – на западе. Зоны прогибов и их склоны служат как бы рельсами, определяющими продольные (по длинной оси массива) движения верхнекоровых масс, а поперечные поднятия служат упорами, перед которыми образуются надвиговые фронты и зоны нагнетания и сплющивания. Прогибы “гранулит-гнейсового” слоя определяли, вероятно, заложение раннепротерозойских бассейнов, а также формирование и сохранение в последующем синклиналиных структур. Также показано [49, 50], что региональные гравитационные аномалии определяются в основном перепадами плотности на границе “гранито-гнейсового” и “гранулит-гнейсового” слоев и что последний петрофизически относительно гомогенен, а все крупные раннепротерозойские гранитные плутоны расположены в пределах “гранито-гнейсового” слоя, совпадая по мощности с его толщиной. Эти данные указывают на наличие структурной дисгармонии ниже- и верхнекорового слоев.

ОБСУЖДЕНИЕ МАТЕРИАЛА И ВЫВОДЫ

Итак, мы привели описание структурных ансамблей, развитых на территории Карельского массива, дали их кинематическую интерпретацию, в общих чертах показали их соотношение с глубинным строением массива. Рассмотренный материал свидетельствует: 1) породы фундамента (AR) и протоплатформенного чехла (PR) при отчетливо выраженной структурной дисгармонии, тем не менее обладают общностью кинематического плана; 2) и фундамент, и чехол подвержены не только складчато-разрывным деформациям, но и деформациям, отражающим объемное хрупко-пластическое течение горных масс, т.е. их реидную деформацию. Основной структурный план территории был сформирован к концу раннего протерозоя в результате свеко-карельского (или карельского) тектогенеза в интервале 1750–1600 млн. лет [20, 33, 35, 80, 84, 87, 93, 102 и др.]. В дальнейшем он испытал усложнение и некоторую модификацию, которые продолжаются и в новейшее время [6, 25, 41, 51, 61, 107 и др.].

Выделенные частные структурно-кинематические ансамбли располагаются закономерно один относительно другого и в совокупности образуют единый парагенетический ансамбль первого порядка (рис. 10). Этот ансамбль отвечает объемному горизонтально-продольному сдвиговому течению со сдвигово-надвиговой кинематикой, происходящему при чередовании режимов транспрессии и транстенсии. Объемное сдвиговое течение, кроме приведенных выше данных, подтверждается: пластичным рифтогенезом со сдвиговой составляющей на лопийском этапе эволюции [18]; сдвигово-надвиговой кинематикой в районе Куолояр-

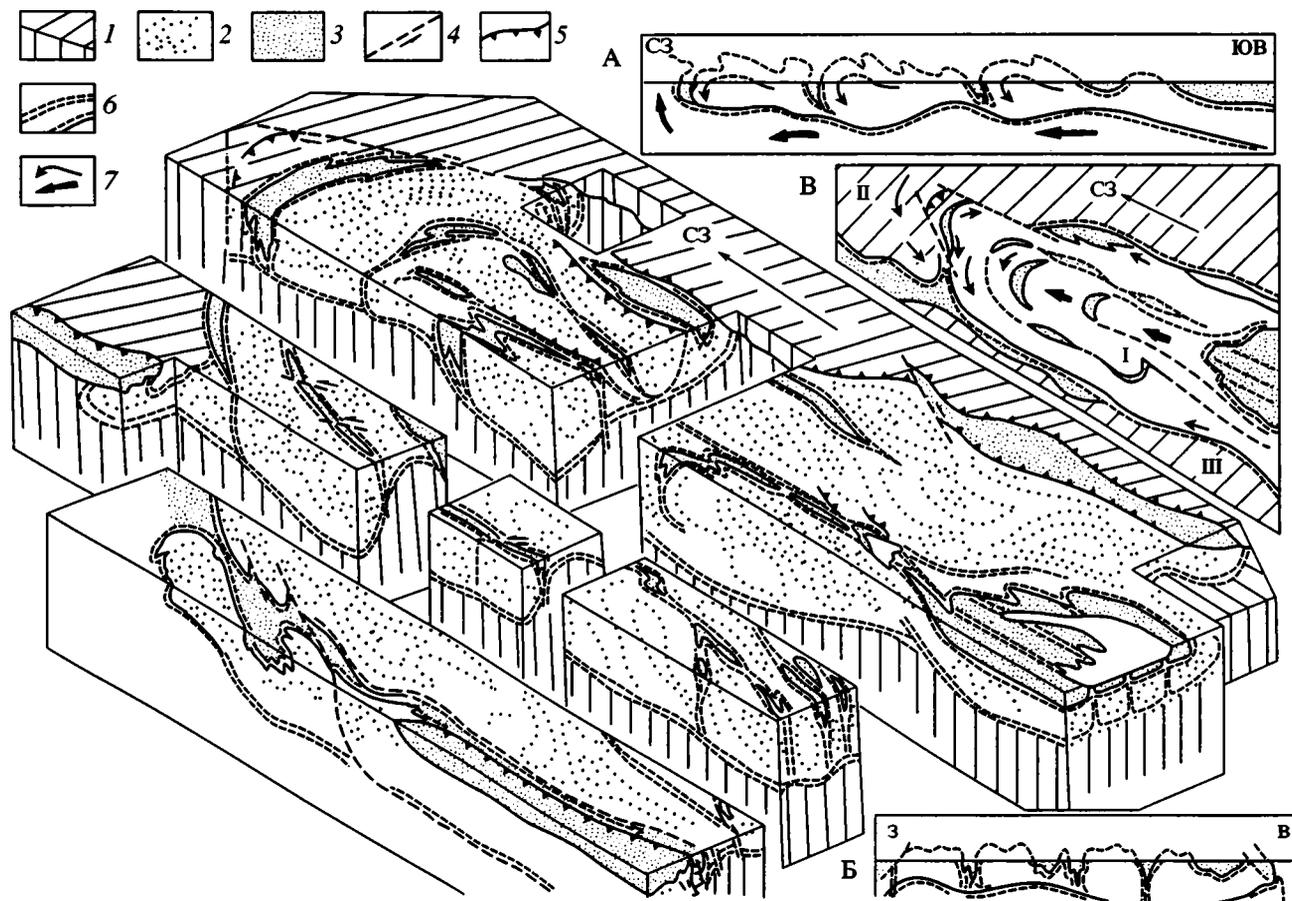


Рис. 10. Структурная блок-диаграмма Карельского массива, отражающая суммарный эффект постархейской деформации

1 – комплексы беломорид и гранулит-гнейсовый слой; 2 – гранитогнейсы Карельского массива (области расщепленного вязко-пластического течения); 3 – нижнепротерозойские комплексы; 4 – сдвиги; 5 – надвиги; 6 – зоны вертикально- и горизонтально-плоскостного концентрированного вязко-пластического течения; 7 – основное направление течения горных масс. Вверху – продольный профиль (А), внизу – поперечный профиль (Б). Римские цифры на клиновидной врезке (В): I – Карельский массив; II – беломориды; III – свекофенниты

винско-Паанаярвинской структуры [109]; данными дистанционных съемок [81]; S-образной структурой отчленившегося от Карельского массива блока Исальми; заметной ролью сдвигов на территории Балтийского щита в целом [4]. Сдвиговое течение осуществляется в виде единого тектонического потока (“en block”), т.е. без расчленения массива на блоки (микроплиты), но с потерей внутренней связности горных масс (вспомним области диссипативного сдвига и “тектонику разрыхления” Г. Штилле). Реидная деформация сопровождается возникновением структур сжатия (зоны сплющивания и нагнетания, надвиги), растяжения (зоны оттока, расщепленного спрединг, грабенообразные структуры, бассейны типа пулл-апарт), вращения, псевдодиапиризма и пр., но практически всегда присутствует сдвиговая компонента. Особенно характерны для структуры массива разномасштабные колчановидные (или футлярные) складки, формирование кото-

рых связано со сдвиговым течением. Течение проявляется то в концентрированной форме в виде узких линейных зон, то в виде диффузного процесса, расщепленного в большом объеме. Это движение сопровождается субвертикальным и субгоризонтальным тектоническим расслоением массива. Вертикальное расслоение определяется чередованием крутопадающих зон концентрированной деформации; горизонтальное – существованием субгоризонтальных зон квазипластического течения на границах слоев и толщ разной реологии внутри разреза и в основании карелид, а также вдоль подошвы гранитогнейсового слоя. Горизонтальное расслоение аргументировано также: (а) существованием верхнего (с вертикальными слайдами) и нижнего (с субгоризонтальным расположением зон течения) дисгармоничных структурных ярусов [54]; (б) понижением вязкости в нижней части гранитного слоя и расщеплением литосферы на слои разной вязкости [110]; (в) че-

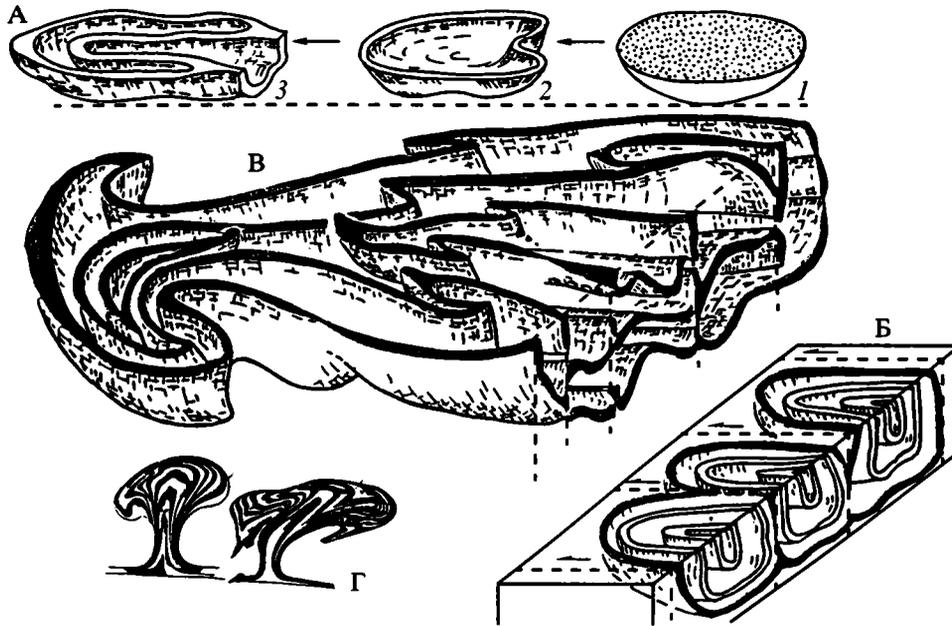


Рис. 11. Один из возможных механизмов формирования колчановидных складок и структур типа “матрешки” (telescope structures) и “матрешек-близнецов” (twins telescope structures), образующихся в процессе объемной реидной деформации: А – принципиальная схема; Б – схема соотношения телескопических складок с зонами продольных сдвигов; В – принципиальная схема структуры Карельской горизонтальной протрузии; Г – структуры, смоделированные в условиях объемной деформации, по [105]

редованием областей сжатия и областей растяжения, что приводит к вертикальному и горизонтальному расслоению корового слоя [98].

Таким образом, Карельский массив испытывает объемное дисгармоничное тектоническое течение, которое осуществляется практически независимо от смежных Свекофеннской и Беломорской провинций, имеющих иные структурно-вещественные характеристики. Конечным результатом этого процесса является формирование гигантской горизонтальной кристаллической протрузии типа “матрешки” (telescope structure), коей и является Карельский массив (рис. 11). Подобный механизм формирования находит подтверждение и на моделях [105].

Изучение Карельского массива и анализ общих закономерностей развития докембрийских масс позволяют предложить следующую модель его эволюции. *Саамский этап* (более 3200 млн. лет [72]): крупноячеистая конвекция, первичная дифференциация базальтовой коры с выплавлением тоналит-гранодиоритовых серий и формированием “изометричных” в плане объемов первичной сиалической коры; тектонические условия определяются скупиванием и всесторонним сжатием. *Лопийский этап* (3200–2600 млн. лет [72]): смена крупноячеистой конвекции на мелкоячеистую [91]; начало латеральной миграции сиалических масс [16]; пластичный спрединг и образование зеленокаменных трогов [91] в условиях транстен-

сии, начало формирования осадочных серий. *Рубеж “архей/ранний протерозой”* (2600 млн. лет): продолжение латеральной миграции масс, но уже в условиях транспрессии; формирование соответствующего комплекса структур; мигматит-гранитный купольный тектогенез, динамотермальный метаморфизм умеренных и низких давлений; в конце периода – относительная консолидация разобобщенных объемов сиалического слоя и образование единого Карело-Кольского блока. *Раннепротерозойский этап* (2600–1650 млн. лет): распадается на ряд подэтапов, со сменой относительно длительных эпох транстенсии и кратковременных периодов транспрессии; период характеризуется протоплатформенным режимом с высокой проницаемостью протоплатформы. К концу раннего протерозоя в результате свекофеннских тектоно-метаморфических преобразований формируется консолидированная кора Карельского массива, происходит его воссоединение с другими элементами Восточно-Европейской платформы и, вероятно, возникает новая система крупноячеистой “подкратонной” конвекции. *Рифейский этап* (1650–650 млн. лет): квазираспад тела Восточно-Европейской платформы в условиях транстенсии, развитие рифтов и авлакогенов; ультраосновной щелочной и гранитоидный (рапакиви) магматизм. Расположение авлакогенов и сдвигово-раздвиговая кинематика указывают на центробежное движение блоков консолидированной коры и начало

дезинтеграции платформы с оттоком вещества из-под авлакогенов и синеклиз в области антеклиз и щитов, что подтверждается данными по Украинскому щиту [68]. *Фанерозойский этап* мы не рассматриваем, но можно полагать, что фанерозой, так же, как и рифей, отвечал эпохе общего растяжения и квазираспада платформы, прерываемой кратковременными эпизодами сжатия, связанного с режимами обрамляющих платформу покровно-складчатых областей. *Неотектонический этап*: возобновляется режим транспрессии, о чем свидетельствуют [25]: тип напряженного состояния горных пород; наличие взбросо-надвиговых, сдвиговых и пликативных дислокаций; структурно-геоморфологические формы, отражающие деформации объемного течения в пределах Карельского массива и других участков Восточно-Европейской платформы. Режим транспрессии в области Карельского массива и Балтийского щита в целом, его сопряженность с режимами растяжения в прилегающих рифтогенных структурах [61] позволяют предположить, что современный подъем Балтийского щита связан не столько с гляциоизостатическими, сколько с тектоническими причинами, а именно с оттоком глубинных масс из областей впадин (как океанических, так и интракратонных) и их нагнетанием в область щитового поднятия, что подтверждено геологическими данными и соответствующими расчетами [107].

Как можно видеть, в истории Карельского массива прослеживается тенденция латерального перемещения со сменой во времени режимов транспрессии и транстенсии, что отражено в типах структурно-кинематических ансамблей, особенностях проявления метаморфизма и магматизма. Существование перемежающихся во времени режимов транспрессии и транстенсии свойственно также всей территории Восточно-Европейской платформы и соседним регионам [1, 9, 23, 57, 58, 94], что указывает на общность геодинамики древних докембрийских блоков. При этом квази-пластичные литосферные массы при их латеральном перемещении последовательно попадают то в условия сдвига с растяжением (которое сопровождается образованием грабенообразных впадин и структур типа пулл-апарт, проявлением основного вулканизма, слабым метаморфизмом, подслаиванием коры за счет деплетированных мантийных масс), то в условия сдвига со сжатием, что сопряжено с интенсивными структурно-вещественными преобразованиями горных масс и их гранитизацией. Чередование режимов “горячая” – “холодная” мантия (кора) в условиях “давление + сдвиг” приводит к смене одной формы мантийной активности (магматизм, вулканизм) другой (метаморфизм и гранитизация) [26].

Изложенные данные о структуре Карельского массива, о механизмах ее формирования в режи-

ме сдвигового течения, а также о формировании гигантских горизонтальных протрузий находят подтверждение на материалах по Украинскому щиту [68], поясу Лимпопо [106], метаморфическому поясу Хидака [111], но это предмет другого исследования.

Авторы искренне признательны своим коллегам по работе Д.С. Зыкову, Э.Н. Лишневному, М.Л. Сомину за участие в сборе фактического материала, его обсуждение и написание ряда статей по теме исследования, а также сотрудникам Института геологии Карельского НЦ РАН В.С. Куликову, А.Д. Лукашову, А.И. Световой, С.А. Светову, Ю.И. Сыстре, В.В. Травину, которые в значительной мере содействовали быстрому вхождению авторов статьи в круг проблем геологии Карелии.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (сбор фактического материала и частные обобщения – проекты № 96-05-64412, 99-05-65366; подготовка публикации – проект № 01-05-64281).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аксаментова Н.В. Раннепротерозойский Осишко-Микашевичский вулканоплутонический пояс в фундаменте запада Восточно-Европейской платформы: особенности магматизма и геоструктурная позиция // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Материалы XXXII Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 1999. С. 35–38.
2. Анкудинов С.А., Болгурицев Н.Н., Литвиненко И.В., Поротова Г.А. Глубинное геологическое строение восточной части Карельского региона по результатам комплексных геофизических исследований (профиль Онежское озеро – Белое море) // Геотектоника. 1972. № 5. С. 75–79.
3. Афанасьева Е.Н. Парагенезис гребневидной складчатости: стадии развития и рудоносность (на примере Онежского прогиба) // Структурные парагенезисы и их ансамбли. Материалы совещания. М.: ГЕОС, 1997. С. 6–8.
4. Балаганский В.В., Глазнев В.Н., Осипенко Л.Г. Раннепротерозойская эволюция Северо-Востока Балтийского щита: террейновый анализ // Геотектоника. 1998. № 2. С. 16–28.
5. Бельская И.Б. Сейсмические модели и геологическая эволюция верхней части земной коры зон карелии восточной части Балтийского щита // Геодинамика и глубинное строение советской части Балтийского щита. Апатиты: Кольск. НЦ РАН, 1992. С. 127–133.
6. Бискэ Г.С. Роль тектоники в геоморфологии Карелии // Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Мурманск: Мурманское книжное изд-во, 1961. С. 32–42.
7. Бондаренко П.М. Моделирование полей напряжений, прогноз дислокаций в сдвиговых зонах и

- их систематика // Сдвиговые тектонические нарушения и их роль в образовании месторождений полезных ископаемых. М.: Наука, 1991. С. 37–52.
8. Былинский Р.В., Глебовицкий В.А., Болгурцев Н.Н., Завинская Г.А. Морфология разделов Мохоровичича и Конрада восточной части Балтийского щита // Геотектоника. 1982. № 2. С. 24–31.
 9. Вадковский В.Н. Является ли движение континентов броуновским? // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Материалы XXXII Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 1999. С. 111–114.
 10. Ваньян Л.Л. Электропроводность как индикатор флюидов в континентальной коре // Тектоника и геодинамика: общие и региональные вопросы. Материалы XXXI Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 1998. С. 85–87.
 11. Васильев Е.П. Структурные ансамбли зональных метаморфических комплексов южного обрамления Сибирской платформы // Структурные парагенезы и их ансамбли. Мат. совещания. М.: ГЕОС, 1997. С. 22–24.
 12. Воинов А.С., Полеховский Ю.С., Нагайцев Ю.В. Метаморфизм Северо-Карельской зоны карелид (Пана-Куолоярвинский прогиб) // Строение и метаморфическая эволюция структурных зон Балтийского щита. Апатиты: Кольский научн. центр АН СССР, 1987. С. 68–75.
 13. Войтович В.С. О природе Койкарской зоны дислокаций Балтийского щита // Геотектоника. 1971. № 1. С. 33–42.
 14. Гарбар Д.И., Кабаков Л.Г. Ладожско-Ботническая зона (геодинамика и металлогенический прогноз). М.: АО "Геоинформмарк", 1994. 32 с.
 15. Глебовицкий В.А., Миллер Ю.В., Другова Г.М., Милькевич Р.И., Вревский, А.Б. Структура и метаморфизм Беломорско-Лапландской коллизионной зоны // Геотектоника. 1996. № 1. С. 63–75.
 16. Глуховский М.З., Моралев В.М., Кузьмин М.И. Горячий пояс ранней Земли и его эволюция // Геотектоника. 1994. № 5. С. 3–15.
 17. Голод М.И., Гришин А.С., Кищенко Н.Т. и др. Строение земной коры юго-восточной части Балтийского щита по геофизическим данным. Л.: Наука, 1983. 180 с.
 18. Горьковец В.Я. Модель железнакопления в раннем докембрии восточной части Балтийского щита // Проблемы геологии докембрия Карелии. Петрозаводск: КНЦ РАН, 1993. С. 11–28.
 19. Гуцин В.С. Геодинамическая модель развития Ветреного пояса в раннем протерозое // Геодинамика и глубинное строение Советской части Балтийского щита. Апатиты: Изд-во Кольск. НЦ РАН, 1992. С. 57–64.
 20. Докембрий Северной Карелии. Петрозаводск: КНЦ РАН, 1994. 224 с.
 21. Деннис Дж. Международный словарь тектонических терминов. М.: Мир, 1971. 288 с.
 22. Духовский А.А., Артамонова Н.А. Объемная модель и рудоносность гнейсово-гранитовых структур Балтийского щита (на примере Северного Приладожья) // Геология рудных месторожд. 1994. Т. 36. № 6. С. 554–564.
 23. Егоров А.С., Чистяков Д.Н. Особенности глубинного строения, осадконакопления и магматизма зон региональных сдвиговых деформаций // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Материалы XXXII Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 1999. С. 245–248.
 24. Загородный В.Г., Радченко А.Т. Основные черты строения и геологической истории северо-восточной части Балтийского щита // Эволюция земной коры и эндогенной металлогенической зональности северо-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1987. С. 5–20.
 25. Зыков Д.С. Новейшая геодинамика Северо-Карельской зоны (Балтийский щит): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 1999. 22 с.
 26. Иванкин П.Ф. Взаимодействие потоков восстановленных газов с литосферой подвижных поясов // Дегазация Земли и геотектоника: Тезисы докл. М.: Наука, 1985. С. 7–9.
 27. Колодяжный С.Ю. Структурно-вещественные парагенезы Кукаозерского сегмента Северо-Карельской зоны (Балтийский щит) // Геотектоника. 1998. № 6. С. 77–89.
 28. Колодяжный С.Ю. Процессы вертикальной аккреции в Северо-Карельской зоне Балтийского щита // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74. Вып. 1. С. 14–29.
 29. Колодяжный С.Ю. Структурные парагенезы и кинематика Койкарской зоны сдвиговых деформаций Карельского массива // Геотектоника. 1999. № 6. С. 29–44.
 30. Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С., Леонов М.Г., Орлов С.Ю. Особенности эволюции купольно-сдвиговых структур северо-западного Прионежья (Карельский массив) // Российский журнал наук о Земле. 2000. Т. 2. № 2. С. 11–27.
 31. Копелиович А.В., Симанович И.М. Постседиментационные преобразования пород иотнийской формации Прионежья // Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1966. С. 61–79.
 32. Коросов В.И. Геология джютулийского протерозоя восточной части Балтийского щита (сумий, сариолий). Петрозаводск: Ин-т геологии КНЦ АН СССР, 1991. 118 с.
 33. Корреляция докембрия западной части Восточно-Европейской платформы. Апатиты: Кольский филиал АН СССР, 1987. 95 с.
 34. Корякин А.С. Некоторые итоги изучения протерозойских кор выветривания Карелии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 9. С. 100–108.
 35. Кратц К.О. Геология карелид Карелии. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 210 с.
 36. Кратц К.О., Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Яскевич Н.И. Геология и петрология гранито-гнейсов глубинных сечений карелид // Сов. геология. 1968. № 9. С. 64–72.

37. Лавров М.М. Бураковская расслоенная интрузия, типы платиноидной минерализации // Благородные металлы и алмазы севера европейской части России (Мат. Регионального симпозиума). Петрозаводск: КНЦ, 1995. С. 65–67.
38. Лавров М.М., Свириденко Л.П. О сочленении карелид и беломорид в Северной Карелии // Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л.: Наука, 1973. С. 103–107.
39. Лазарев Ю.И. Тектоническое развитие ранних карелид Карелии // Геотектоника. 1973. № 5. С. 50–64.
40. Леонов М.Г. Постумная реидная тектоника континентального фундамента // Геотектоника. 1997. № 3. С. 3–20.
41. 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. № 2. С. 72–79.
42. Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С., Лишневский Э.Н. Геодинамика и структурно-вещественная эволюция докембрийских масс в контексте внутриплитной тектоники // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Мат. XXXII Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 1999. С. 357–361.
43. Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Зыков Д.С., Лишневский Э.Н., Сомин М.Л. Очерки постархейской геодинамики Карельского массива (Балтийский щит). М.: ГЕОС, 2001. 120 с.
44. Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Петрова В.В. О характере взаимоотношений архейского фундамента и ятулийского проточехла Карельского массива (на примере района оз.Сегозеро // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74. Вып. 2. С. 3–14.
45. Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Сомин М.Л. Структуры тектонического течения в отложениях протоплатформенного чехла Карельского массива // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1995. Т. 70. Вып. 3. С. 20–32.
46. Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Сомин М.Л. О тектонической подвижности кристаллических пород фундамента в ядрах антиклинальных складок Северного Прионежья (Балтийский щит) // Геотектоника. 1996. № 1. С. 22–32.
47. Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Сомин М.Л. Некоторые особенности строения и генезис глыбовых конгломератов района оз. Паанаярви (Северо-Карельская зона Балтийского щита) // Докл. АН. 1998. Т. 363. № 6. С. 793–796.
48. Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Сомин М.Л., Бабарина И.И. Особенности тектонической структуры и постархейской геодинамики Северо-Карельской зоны Балтийского щита // Корреляция геологических комплексов Фенноскандии. Спб.: Гос. спец. фирма Минерал, 1996. С. 42–43.
49. Лишневский Э.Н. Региональные структурно-плотностные неоднородности архейского фундамента Карелии в свете гравиметрических данных // Геотектоника. 1998. № 3. С. 55–68.
50. Лишневский Э.Н. Пространственное положение раннепротерозойских гранитов в Северной и Центральной Карелии. Статья 1. Объемное строение гранитных тел и их размещение в земной коре региона // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 74. Вып. 4. С. 24–31.
51. Лукашов А.Д. Новейшая тектоника Карелии. Л.: Наука, 1976. 109 с.
52. Лукьянов А.В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М.: Наука, 1965. 210 с.
53. Макарихин В.В., Медведев П.В., Сауцк Ю.И. Расчленение и корреляция ятулия стратотипической местности (нижний протерозой Карелии) // Очерки геологии докембрия Карелии. Петрозаводск: Ин-т геологии КНЦ РАН, 1995. С. 72–83.
54. Миллер Ю.В. Структура архейских зеленокаменных поясов. Л.: Наука, 1988. 144 с.
55. Миллер Ю.В., Милькевич Р.И. Покровно-сложенная структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. 1995. № 6. С. 80–92.
56. Минц М.В., Глазнев В.Н., Конилов А.Н. и др. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение, эволюция континентальной коры. М.: Научный мир, 1996. 277 с.
57. Моралев В.М., Балуев А.С., Глуховский М.З. и др. Геодинамическая природа внутриплитного магматизма Восточно-Европейской платформы // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма // Материалы XXXII Тектонического совещания. Т. II. М.: ГЕОС, 1999. С. 9–12.
58. Морозов Ю.А. О роли транспрессии в формировании структуры свекокарелид Балтийского щита // Геотектоника. 1999. № 4. С. 37–50.
59. Морозов Ю.А., Гентнер Т.М. Сопоставление природных и экспериментально воспроизведенных структурных ансамблей, сформированных в условиях транспрессии и транстенсии // Проблемы эволюции тектоносферы. М.: ОИФЗ РАН, 1997. С. 219–258.
60. Московченко Н.И. Тектоническое строение унаследованных прогибов Северо-Ладожской и Северо-Карельской зон. Северо-Карельская зона (восточная часть) // Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л.: Наука, 1973. С. 96–102.
61. Мусатов Ю.Е. Современная геодинамика Балтийского щита // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. Материалы XXXI Тектонического совещания. Т. II. М.: ГЕОС, 1998. С. 53–56.
62. Негруца В.З., Полюховский Ю.С. Заонежско-суйсарская глобальная перестройка докембрийской системы кора-мантия // Главнейшие рубежи геологической эволюции Земли в докембрии и их изотопно-геохронологическое обоснование. СПб.: ИГГД РАН, 1995. С. 48–49.

63. *Новикова А.С.* Зоны метабазитов в фундаменте Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1975. 152 с.
64. *Новикова А.С., Чахмахчев В.Г.* К вопросу о происхождении Онежско-Сегозерской системы дислокаций // *Геотектоника*. 1967. № 4. С. 22–31.
65. Отчет Центрально-Карельской экспедиции № 32 о результатах поисковых и поисково-оценочных работ в 1988 – 1990 гг. на Заонежской и Уницкой площадях. Чебино: Министерство Северо-Западной геологии, концерн “Союзгеологоразведка”, 1991. 556 с.
66. Очерки геологии докембрия Карелии. Петрозаводск: КНЦ РАН, 1995. 194 с.
67. *Панасенко Г.Д.* Сейсмические особенности северо-востока Балтийского щита. Л.: Наука, 1969. 185 с.
68. *Паталаха Е.И., Лукиенко А.И., Гончар В.В.* Тектонические потоки как основа понимания геологических структур. Киев: Издание Нац. АН Украины, 1995. 159 с.
69. *Петров В.П., Волошина З.М.* К характеристике метаморфической истории Северо-Карельского пояса карелид // *Строение и метаморфическая эволюция главных структурных зон Балтийского щита*. Апатиты: Кольский научн. центр АН СССР, 1987. С. 75–83.
70. *Полеховский Ю.С., Тарасова М.П., Нестеров А.Р.* Благороднометальная минерализация месторождений комплексных руд в докембрийских черных сланцах Заонежья Карелии // *Благородные металлы и алмазы севера европейской части России*. Тезисы докл. Петрозаводск: КНЦ РАН, 1995. С. 85–87.
71. *Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н.* Механизм образования некоторых древних кольцевых структур Балтийского щита // *Эксперимент и моделирование в геологических исследованиях*. Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР, 1984. С. 46–54.
72. *Проскуряков В.В., Гаскельберг В.Г., Пилацкий В.Э. и др.* Глубинное строение, геодинамика и магматизм восточной части Балтийского щита // *Геология северо-запада Российской Федерации*. СПб.: Сев.-зап. региональный геол. центр, 1993. С. 4–26.
73. Путеводитель геологических экскурсий. Петрозаводск: Ин-т геологии КНЦ РАН, 1987. 92 с.
74. *Робонен В.И., Рыбаков С.И.* Вулканизм в протерозое Карелии. Лопийский этап // *Вулканические постройки протерозоя Карелии*. Л.: Наука, 1978. С. 15–18.
75. *Светов А.П.* Платформенный базальтовый вулканизм карелид Карелии. Л.: Наука, 1979. 208 с.
76. *Светов А.П., Свириденко Л.П.* Докембрийский магматизм Карелии как индикатор тектонических режимов // *Проблемы геологии докембрия Карелии*. Петрозаводск: Ин-т геологии КНЦ, 1993. С. 37–55.
77. *Светова А.И.* Койкарская вулканическая постройка // *Вулканические постройки Карелии*. Л.: Наука, 1978. С. 75–82.
78. *Свириденко Л.П.* Гранитообразование и проблемы формирования докембрийской земной коры (на примере Карелии). Л.: Наука, 1980. 216 с.
79. *Симонен А.* Обзор геологии комплекса основания в восточной части Финляндии // *Проблемы геологии раннего докембрия*. Л.: Наука, 1977. С. 211–217.
80. *Соколов В.А.* История геологического развития среднего протерозоя Карелии // *Геотектоника*. 1972. № 5. С. 61–72.
81. *Соколова В.Б.* Картирование пластических деформаций по материалам дистанционных съемок // *Геология северо-запада Российской Федерации*. СПб., 1993. С. 125–134.
82. Стратиграфия докембрия Карелии. Опорные разрезы верхнеархейских отложений. Петрозаводск: Ин-т геологии КНЦ РАН, 1992. 190 с.
83. Строение литосферы Балтийского щита. М.: Производственно-издательский комбинат ВИНТИ, 1993. 166 с.
84. *Сыстра Ю.Й.* Тектоника карельского региона. СПб.: Наука, 1991. 176 с.
85. *Тевелев Ал.В., Тевелев Арк.В.* Сдвиговые магматические дуплексы // *Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма* // *Материалы XXXII Тектонического совещания*. Т. 2. М.: ГЕОС, 1999. С. 189–193.
86. Тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М.: Наука, 1978. 210 с.
87. *Травин В.В.* К проблеме формирования сложноскладчатой структуры Кукаозерского синклиория (Северная Карелия) // *Геотектоника*. 2000. № 1. С. 33–45.
88. *Травин В.В., Коншин В.А.* К вопросу о выборе границы Карельского и Беломорского блоков Балтийского щита // *Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма*. Материалы XXXII Тектонического совещания. Т. II. М.: ГЕОС, 1999. С. 211–213.
89. *Трофимов Н.Н., Голубев А.И.* Геологическая экскурсия по разрезу Койкарско-Святонаволокской габбро-долеритовой интрузии со стратиформным титаномангнетитовым и благороднометальным оруденением // *Путеводитель геологических экскурсий по Карелии*. Петрозаводск: Ин-т геологии КНЦ, 1995. С. 14–26.
90. *Турченко С.И., Семенов В.С.* Рифтогенная природа раннепротерозойского Северо-Карельского пояса и его металлогеническая специализация // *Геодинамика и глубинное строение Советской части Балтийского щита*. Апатиты: Кольский научн. центр АН СССР, 1992. С. 92–99.
91. *Хаин В.Е., Божко Н.А.* Историческая геотектоника. Докембрий. М.: Недра, 1988. 382 с.
92. *Харитонов Л.Я.* Типы разрезов, стратиграфия и некоторые вопросы структуры и магматизма Карелии // *Сов. геология*. 1963. № 4. С. 24–53.

93. Хейсканен К.И. Раннепротерозойские седиментационные бассейны Балтийского щита (корреляция разрезов, реконструкции, эволюция): Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. СПб.—Петрозаводск: КНЦ РАН, 1996. 54 с.
94. Чайкин В.Г. Геодинамическая природа внутриплитного магматизма Восточно-Европейской платформы // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Материалы XXXII Тектонического совещания. Т. II. М.: ГЕОС, 1999. С. 268–269.
95. Шарков Е.В. Континентальный рифтовый магматизм нижнего протерозоя Карело-Кольского региона // Геотектоника. 1984. № 2. С. 37–50.
96. Шарков Е.В., Богатиков О.А., Красивская И.С. Роль мантийных плюмов в тектонике раннего докембрия восточной части Балтийского щита // Геотектоника. 2000. № 2. С. 3–25.
97. Шаров Н.В. Литосфера Балтийского щита по сейсмическим данным. Апатиты: Изд-во Кольского НЦ РАН, 1993. 145 с.
98. Штейнберг Д.С. Направленность, цикличность и латеральные вариации магматизма // Унаследованность, направленность и цикличность магматизма. Свердловск: Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР, 1978. С. 5–27.
99. Шуркин К.А., Шемякин В.М., Пушкарев Ю.Д. и др. Геология и магматизм области сочленения Беломорид и карелид (Беломорско-Карельский глубинный разлом). Л.: Наука, 1974. 134 с.
100. Щипцова Н.И. Свекофеннская складчатость в гранитоидах юго-восточного берега Кукаозера (Тайбольярвминский домен) // Докембрий Северной Карелии. Петрозаводск: Ин-т геологии КНЦ, 1994. С. 191–201.
101. Эскола П. Докембрий Финляндии // Докембрий Скандинавии. М.: Мир, 1967. С. 154–261.
102. Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л.: Наука, 1973. 175 с. (Тр. ИГ Кар. фил. АН СССР; Вып. 18).
103. Alvarez Ph., Maurin J.-C. Evolution du bassin Proterozoique superieur de Comba // Precambrian Res. 1991. Vol. 50. № 1/2. P. 118–127.
104. Collisional tectonics of the Baltic Shield in the northern Gulf of Bothnia from seismic data of the BABEL project // Geophys. J. Int. 1995. P. 209–226.
105. Jackson M.P.A., Talbot C.J. Anatomy of mushroom-shaped diapirs // Journ. Str. Geol. 1989. Vol. 11. № 1/2. P. 211–230.
106. McCourt S., Wilson J.F. Late Archaean and Early Proterozoic Tectonics of the Limpopo and Zimbabwe Provinces, Southern Africa // Geol. Dept. (University West. Austral., 1992. Publ. 22. P. 237–245.
107. Mörrner N.-A. The Northwest European “Sea-level Laboratory” and Regional Holocene Eustasy // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1979. № 29. P. 281–300.
108. Park A.F. Accretion tectonism in the Proterozoic Svecofrelides of the Baltic Shield // Geology. 1985. Vol. 13. P. 725–729.
109. Silvennoinen A. General anomalies and spatial variations of flexural rigidity at mountain ranges // J. Geophys. Res. 1991. Vol. 102. P. 5352–6327.
110. Stewart J., Watts A.B. Gravity anomalies and spatial variations of flexural rigidity at mountain ranges // J. Geophys. Res. 1997. Vol. 102. P. 6327–5352.
111. Toyoshima T., Komatsu M., Shimura T. Tectonic evolution of lower crustal rocks in an exposed magmatic arc section in the Hidaka metamorphic belt, Hokkaido, northern Japan // The Island Arc. 1994. Vol. 3. Issue 3. P. 182–198.

Рецензенты: А.В. Лукьянов, В.М. Моралев

Structural-Kinematic Ensembles and Some Specific Post-Archean Geodynamic Features of the Karelian Massif (Baltic Shield)

M. G. Leonov and S. Yu. Kolodyazhnyi

Geological Institute (GIN), Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 109017 Russia

Abstract—Some aspects of the post-Archean tectonics and geodynamics of the Karelian massif (Baltic shield), including the types of structural ensembles and structural patterns, tectonic movement forms and mechanisms, and the kinematic regimes of structure formation in the massif are discussed. The main form of structure-forming processes is rheid (from “ρεο”—flow) deformation realized as a three-dimensional horizontally longitudinal shear flow. Five types of structural-kinematic ensembles and respective kinematic settings are recognized: arcuate-linear compression and pressurization zones, linear axial concentrated tectonic flow zones, areas of diffuse dome-shear tectonics, tectonic depressions in rock mass deflux zones, and subhorizontal and bed-parallel tectonic flow zones. These structural types jointly make up the general regional paragenetic structural ensemble of a three-dimensional tectonic flow with an oblique thrusting kinematics in a setting of alternating transpression and transtension episodes.

УДК 551.242.2(264)

О СТРУКТУРНОМ РАЗВИТИИ ЮЖНОЙ АТЛАНТИКИ

© 2002 г. Ю. М. Пуцаровский

Геологический институт РАН, 109017, Москва, Пыжевский пер., 7

Поступила в редакцию 22.01.2002 г.

На основании материалов глубоководного бурения, морфоструктурного анализа, данных о геологии континентальных окраин, с учетом результатов глубинного сейсмозондирования рассматривается история структурного развития глубоководных впадин и поднятий дна Южной Атлантики. Глубоководные впадины по времени образования распадаются на три группы: наиболее ранняя впадина – Аргентинская (J_3), более поздние близковременные Капская и Ангольская (K_1) и поздняя (K_{1a-a1}). Каждая впадина имеет свои особенности тектонического строения. Среди поднятий выделяются три категории, отличающиеся происхождением: тектоно-вулканические – Китовый хребет, Камерунская линия; континентальные выступы – Фолклендский, Сан-Паулу, Аброльос и др.; континентальные отторженцы (микроконтиненты) – предположительно Риу-Гранди, отдельные возвышенности на дне Аргентинской впадины. Время образования Фолклендского выступа – J_3 , Сан-Паулу и Риу-Гранди – K_1 , Китового хребта – K_{1a-K_2} , Камерунской линии – N_1 – настоящее время. Континентальные выступы располагаются в западной части океана, тектоно-вулканические поднятия – в восточной. Представление о структурной симметрии запада и востока Южной Атлантики весьма условны. Следует значительно усилить изучение геологического строения и истории тектонического развития конкретных тектонических элементов океанского дна.

ВВЕДЕНИЕ

В литературе по тектонике и геодинамике Атлантического океана с определенностью установлено различие по времени образования Центральной и Южной Атлантики, тектоническим разделом между которыми служит разломная зона Романш, простирающаяся в районе экватора. Океаногенез в Центральной Атлантике начался раньше. В обоих случаях зарождение океанических бассейнов начиналось на юге, и далее процесс продвигался на север. До объединения обеих частей океана прошло несколько десятков миллионов лет.

Вопрос в том, есть ли особенности в структурном развитии Центральной и Южной Атлантики? Достаточно ли прямолинейной модели образования и развития океанов, предложенной Т. Вилсоном, принимаемой обычно априори?

Путь к ответу на такие вопросы лежит через тектоническое описание и сравнительный анализ строения этих областей океана. Однако специальных публикаций ни для одной из них нет. Преобладают данные по Центральной Атлантике, где проведено значительно больше экспедиционных геолого-геофизических исследований. Что касается Южной Атлантики (рис. 1), то фактический материал здесь ограничен, но тем не менее общую картину ее структурного развития наметить можно. Этому и посвящена данная статья. Структурные черты Центральной Атлантики предполагается охарактеризовать на следующем этапе исследования.

Из отечественных экспедиционных исследований в Южной Атлантике особенно важные результаты принесли следующие: Анголо-Бразильский геотраверз (1979–1987 гг.), 29-й и 31-й рейсы НИС “Дмитрий Менделеев” (1982, 1983–1984 гг.), 7-й рейс НИС “Профессор Штокман” (1982 г.) и экспедиции 18-го рейса НИС “Академик Николай Страхов” (1994 г.) и НИС “Геленджик-96” (1996 г.) [1, 2, 10–13, 19, 22, 23].

Анголо-Бразильский геотраверз охватил широкую полосу между 8–15° ю.ш. Основное внимание в этих работах сосредоточивалось на картировании дна, изучении морфоструктур и геофизических исследованиях глубинного строения литосферы. В проведении работ приняли участие научно-производственные объединения “Севморгеология” и “Южморгеология” Мингео СССР, а также Институт физики Земли АН СССР.

Исследования в рейсах “Дмитрия Менделеева” были организованы Институтом океанологии АН СССР. Их важный результат – данные о глубинном строении Бразильской и Капской глубоководных впадин, полученные методом ГСЗ.

Экспедиция на НИС “Профессор Штокман”, проведенная научно-производственным объединением “Южморгео” Мингео СССР, получила опорный сейсмопрофиль через Срединно-Атлантический хребет на 20° ю.ш., позволивший документировать тектоническую расслоенность во 2-м слое океанической коры. Исследования НИС “Академик Николай Страхов” и “Геленджик-96”, выполнявшиеся Геологическим институтом РАН

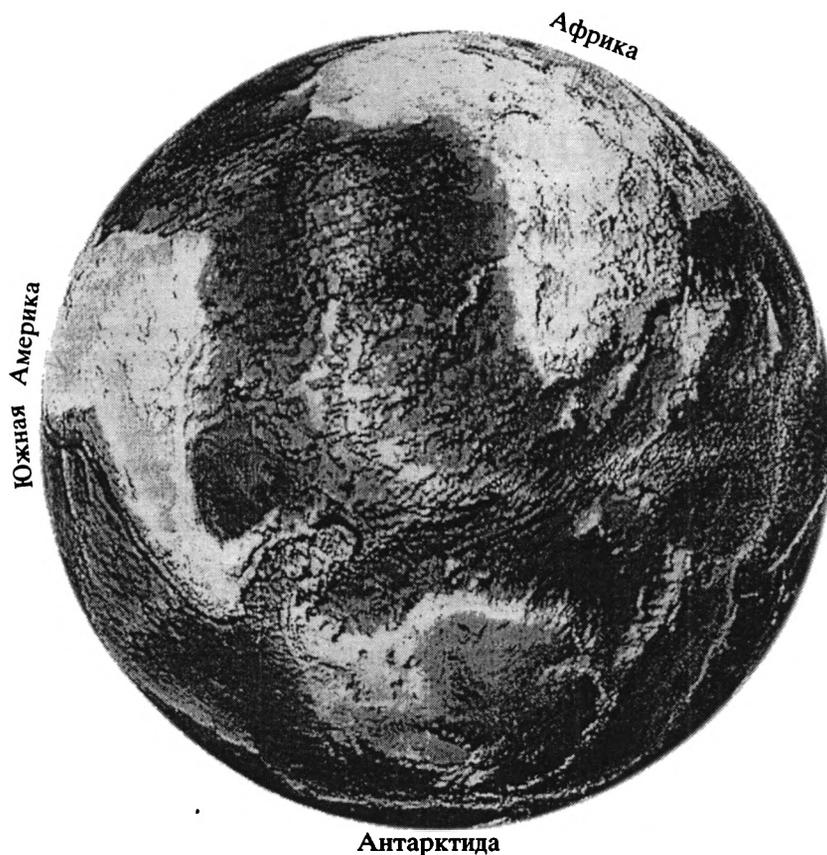


Рис. 1. Рельеф Южной Атлантики и сопредельных областей [29]

совместно с Институтом морской геологии (Болонья, Италия) и научно-производственным объединением «Южморгео», выявили главные черты тектоники, магматизма и геодинамики района тройного сочленения Буве. Полученные экспедициями результаты ниже используются. Помимо них, привлекаются материалы зарубежных экспедиций. Очень ценные сведения для понимания тектонических структур дают Батиметрическая карта Мирового океана [29] и Гравиметрическая карта Мирового океана Д. Сандвелла и У. Смита [33].

В данной работе автор имеет в виду коснуться нескольких проблемных вопросов строения и структурного развития акватории.

ИСХОДНЫЕ ПОЗИЦИИ

Прежде чем рассматривать структурное развитие акватории, необходимо уточнить, какие структурные элементы имеются в виду.

Плейттектоническая доктрина фактически выводит из поля зрения такие тектонические категории, как глубоководные океанические котловины, ставя в центр внимания геодинамические системы: спрединговые хребты, плиты и трансформные разломы. Необходимо отметить, что

такой подход к собственно тектоническому анализу имеет отдаленное отношение. При тектоническом анализе исследуются тектонические элементы, имеющие очертания, характеризующиеся определенными особенностями геологического разреза и деформаций земной коры. В океанических областях тектонические элементы, как правило, выражены в рельефе дна, а отсюда тектонический анализ дна тесно переплетается с морфоструктурным. Различие между двумя подходами очевидно. Проиллюстрируем его примером трактовки глубоководных котловин.

Согласно плейттектонике они представляются лишь как периферийные части спрединговых систем, отодвинутые от спрединговой оси на значительное расстояние. С тектонической точки зрения это обособленные структурные элементы со свойственными им чертами геологической истории. В этом случае их нужно изучать так же, как, например, синеклизы на континентах. Численное моделирование играет при этом только вспомогательную роль.

В связи с предпочтением геодинамического подхода геологические сведения о тектонических элементах океанского дна накапливаются медленно. Общие обзоры тектоники (морфоструктур) Южной Атлантики единичны и имеются только в

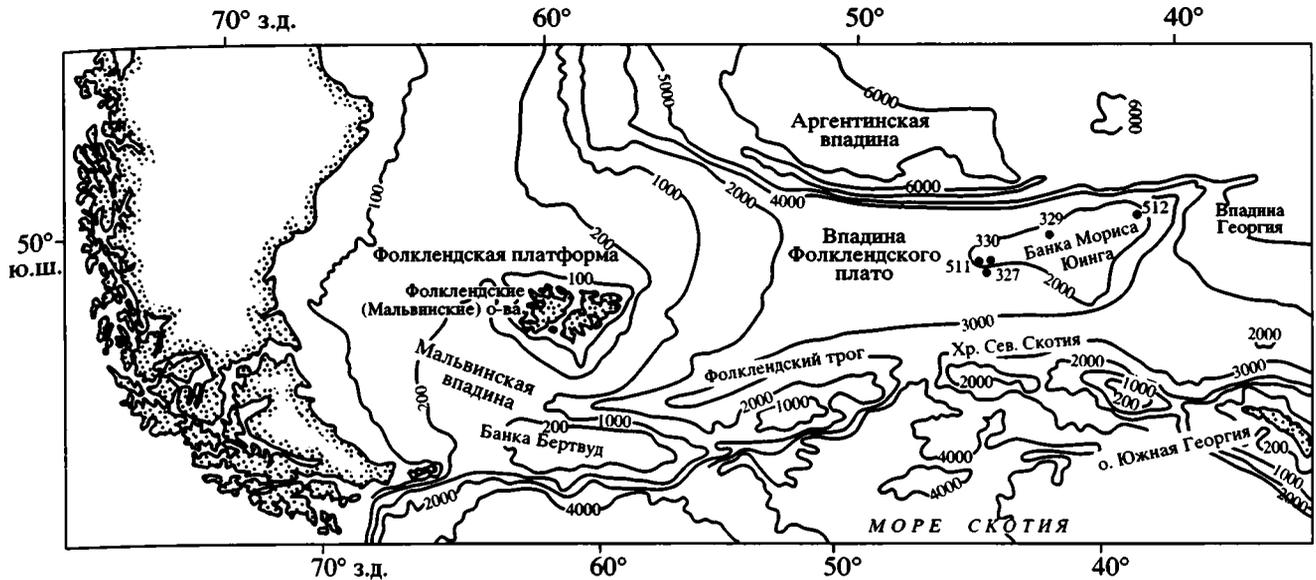


Рис. 2. Основные структурные элементы Фолклендского плато и прилегающей акватории Южной Атлантики [7]
Кружки с номерами – скважины глубоководного бурения.

отечественной литературе. Они носят краткий и не специальный характер, будучи составными частями обобщающих трудов [24, 25]. Специальный тектонический очерк Южной Атлантики впервые опубликован автором [18], но и он не всеобъемлющ.

ПРЕДЫСТОРИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЮЖНОЙ АТЛАНТИКИ

Предыстория структурного развития Южной Атлантики началась после распада Южной Гондваны, разделения Антарктиды и Южной Америки, т.е. 160 млн. лет назад. На этом этапе возникло несколько рифтовых структур, историю которых расшифровать в настоящее время сложно. Для тектонического развития Южной Атлантики важнейшее значение имела одна из рифтовых структур, в пределах которой впоследствии возник спрединговый центр, разделивший Африку и Южную Америку. Нужно отметить, что несколько ранее спрединговый центр образовался на юге современной Центральной Атлантики, что указывает на начало принципиальной смены геодинамических условий в Индо-Атлантическом сегменте Земли. В то же время это был критический этап в развитии Тетиса, разделявшего Гондвану и Лавразию. Структурные реликты Тетиса в течение нескольких десятков миллионов лет служили тектоническим барьером между южной и северной частями Атлантического океана. Редкие фрагменты коры и мантии тетической области существуют и в современной структуре океанического дна, проявляясь в виде локальных петро-геохимических аномалий. Однако проблема истории

и механизма разрушения Тетиса, имевшего субширотное простираение, еще далека от решения.

Датировка 160 млн. лет основывается на данных о геологии континентальных окраин, глубоководного бурения и геодинамических, относящихся к Фолклендскому региону (рис. 2). В этом регионе имеет место исключительно широкий шельф, на востоке которого выступают Фолклендские острова, отстоящие от мыса Горн на 800 км. Цоколь островов имеет континентальную природу и образован докембрийскими породами, представленными гранитами, гнейсами, кристаллическими сланцами, пегматитами. Он перекрыт девонским комплексом, сложенным кварцитами, песчаниками и глинистыми сланцами. Породы частично метаморфизованы и деформированы. Их мощность ~3000 м. Верхняя часть разреза островов, залегающая с несогласием, представлена пермо-триасовыми преимущественно ледниковыми отложениями с флорой. Мощность толщи 3500 м. В позднем триасе-ранней юре породы были прорваны дайками и sillами диоритов, коррелирующимися с такими же образованиями Южной Африки и фиксирующими начало распада Гондваны [35].

В западной части шельфа развит крупный и глубокий Южно-Мальвинский осадочный бассейн, в низах разреза которого, по аналогии с подобного рода более северными бассейнами, где есть данные бурения, залегают мощные средне-верхнеюрские континентальные отложения. Прогиб вытянут в широтном направлении, как и все другие (а их 5) более северные, существующие на аргентинской окраине. Однако их цепочка простирает-

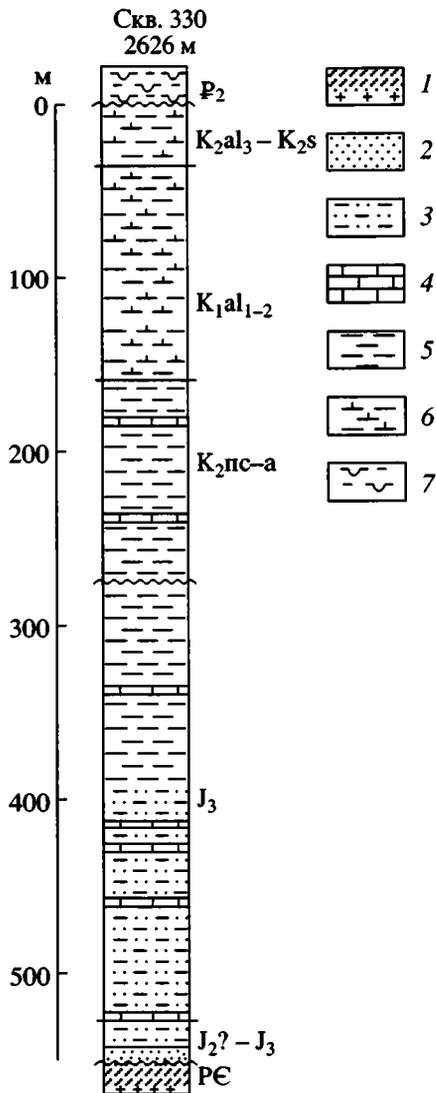


Рис. 3. Разрез глубоководной скважины 330, пробуренной на банке Мориса Юинга [6]

1 – гнейсы и гранитоиды; 2 – песчаник; 3 – алевролит; 4 – известняк; 5 – глины и аргиллиты; 6 – глинистый наннопланктонный ил; 7 – диатомовый ил

ся вдоль края континента, что позволяет относить их к категории перикокеанических прогибов и соответственно рассматривать как предвестники развития океана.

Принципиальное значение для рассматриваемого вопроса имеет разрез глубоководной скважины 330, заложенной на банке Мориса Юинга, расположенной в 800 км восточнее блока Фолклендских островов (рис. 3). На докембрийском кристаллическом комплексе, сходном с комплексом Фолклендских о-вов, здесь с размывом и несогласием залегают маломощные субэаральные средне(?)-верхнеюрские терригенные отложения с прослоями лигнитов и флористическими остат-

ками. Выше следует алевролитовая пачка, а затем глинистая, где по палеонтологическим данным выделяются отложения келловея, нижнего оксфорда и верхнего оксфорда–титона. Таким образом, морские условия устанавливались в этом районе 160 млн. лет назад. Далее в разрезе с размывом в основании залегают отложения нижнего мела, а затем верхнего мела, представленного в основном глинистыми наннопланктонными илами [7]. В самом верху с размывом лежит диатомовый ил эоцена. Общая мощность вскрытого разреза невелика – 575 м.

Г.Л. Кашинцев [5], выполнивший специальное исследование, посвященное ранним этапам океаногенеза в Индо-Атлантическом сегменте Земли, на основе, в первую очередь, данных о магматических процессах, в отношении времени разделения Антарктиды и Южной Америки также называет дату 160 млн. лет назад.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ ОСНОВНЫХ СТРУКТУР

Итак, выше говорилось об этапах предыстории. Очевидно, что история Атлантики начинается тогда, когда спрединговый центр возник между Южной Америкой и Южной Африкой. Чтобы представить дальнейший ход этой истории, обратимся к структурному развитию глубоководных впадин и поднятий океанского дна (рис. 4).

Аргентинская впадина. Структура очерчивается изобатой 4500 м. Ее размеры с запада на восток – 2250 км, с севера на юг – 1500 км. Даже по океанским масштабам Аргентинская впадина принадлежит к числу очень крупных. Ограничениями впадины служат: на юге – Фолклендский разлом – западный отрезок Агульяс-Фолклендской демаркационной разломной зоны [16]; на западе – континентальный склон Южной Америки; на севере – поднятия Сан-Паулу и Риу-Гранди; на востоке – западный фланг Срединно-Атлантического хребта. Наиболее резко выражено южное ограничение. Оно соответствует западному отрезку Агульяс-Фолклендской разломной зоны, по которому днище впадины опущено на несколько километров до глубин 6200 м. Достаточно определенно выражено и западное ограничение, где расстояние между изобатами 200 и 4500 м составляет всего 100–250 км. Северное ограничение имеет иной характер. Здесь впадина сопряжена с двумя крупными изолированными поднятиями дна. На востоке, за изобатой 4500 м, простирается сильно нарушенная разломами периферия Срединно-Атлантического хребта.

Глубоководное бурение проводилось только на севере и на крайнем юго-востоке впадины. Ни в том, ни в другом случаях акустический фундамент не был достигнут. Северная скважина (358)

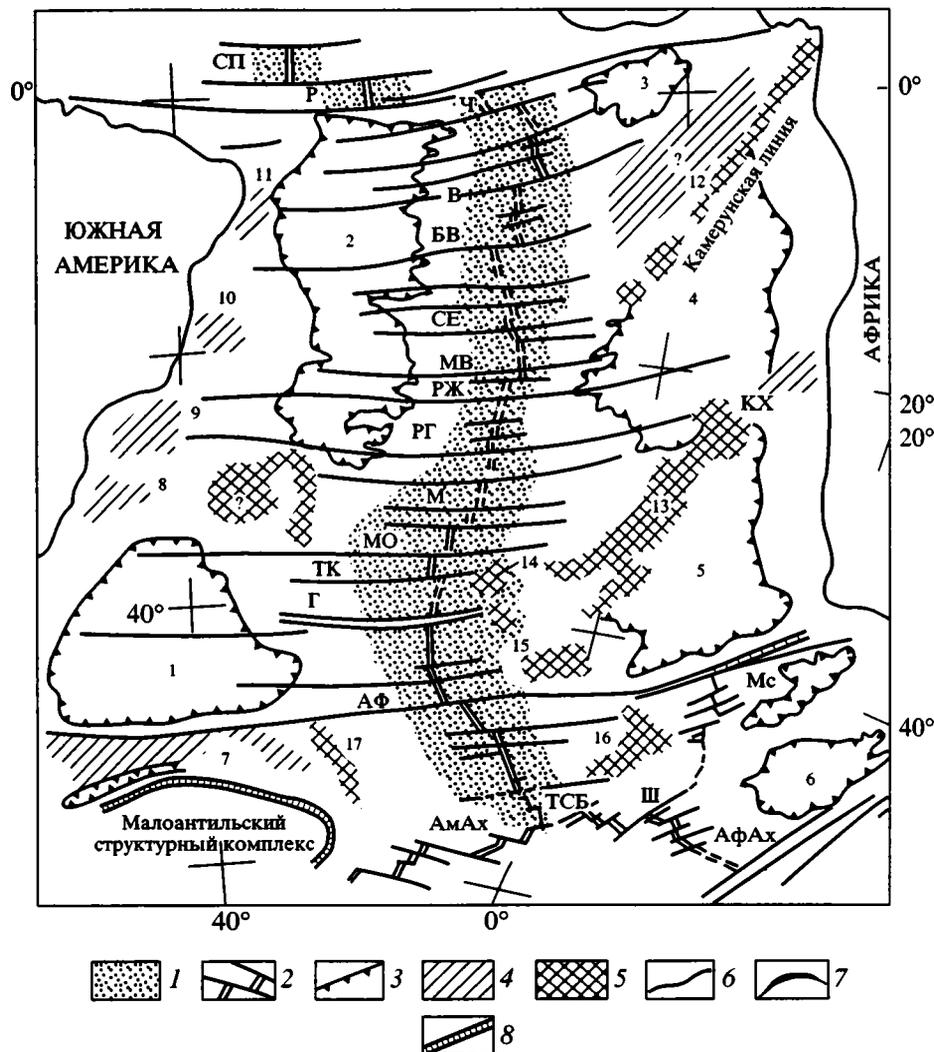


Рис. 4. Тектоническая схема Южной Атлантики

1 – Срединно-Атлантический хребет; 2 – рифтовая зона Срединно-Атлантического хребта; 3 – наиболее глубокие части океанических впадин (5000 м, местами более); 4 – выступы и отторженцы континентальной коры; 5 – вулканотектонические поднятия; 6 – разломы; 7 – глубоководный желоб; 8 – линейные поднятия различной природы.

Цифры на схеме: 1–7 – впадины: 1 – Аргентинская, 2 – Бразильская, 3 – Гвинейская, 4 – Ангольская, 5 – Капская, 6 – Агульяс; 7–12 – выступы и фрагменты континентальной коры: 7 – Фолклендский, 8 – Безымянный, 9 – Сан-Паулу, 10 – Аброльос, 11 – Ресифи, 12 – Гвинейский; 13–17 – вулканотектонические поднятия: 13 – Китовый хребет, 14 – Тристан-да-Кунья, 15 – Дискавери, 16 – Метеор, 17 – Исла Оркадас. Буквы на схеме: разломы (с севера на юг): СП – Сан-Паулу, Р – Романш, Ч – Чейн, В – Вознесения, БВ – Боде Верде, СЕ – Св. Елены, МВ – Мартин Вас, РЖ – Рио-де-Жанейро, РГ – Риу-Гранди, М – Мури, МО – Монтевидео, ТК – Тристан-да-Кунья, Г – Гоф, АФ – Агульяс-Фолклендский, Ш – Шака; ТСБ – тройное сочленение Буве; МС – малая спрединговая система Метеор; хребты: КХ – Китовый, АМАХ – Американско-Антарктический, АФАХ – Африкано-Антарктический

вкрыла разрез мощностью 830 м; в забое – кампанские слои. Все отложения глубоководные. Южная скважина (513) прошла лишь 340 м. Ею также вскрыты глубоководные отложения, имеющие в низах олигоценый возраст. Соответственно, чтобы оценить время заложения впадины, нужно обратиться к косвенным данным.

Если принять во внимание время окончания синрифтового этапа развития на континентальной окраине, являющееся позднеюрским [34], то

к концу юры можно отнести и начало развития Аргентинской впадины. К такому же заключению приводит и разрез банки Мориса Юинга (скв. 330), где верхняя юра представлена морскими отложениями мощностью ~250 м. На сеймопрофилях через упомянутую банку и Фолклендское плато, граничащее с Аргентинской впадиной, видно, что мощность верхней юры под плато может достигать нескольких километров. Таким образом, начало развития геологической истории

Аргентинской впадины может быть отнесено к концу юры.

В структурном развитии впадины очень значимым был конец мелового периода (~84 млн. лет назад), когда, как показывают регионально-геологические данные, по Фолклендскому сбросу произошло глубокое опускание ее южной части.

Имеются указания на дифференцированный характер структурного развития дна впадины. Одним из них служит присутствие в структуре дна, особенно в центральной области, позитивных форм рельефа, фиксируемых местами и по гравиметрии, имеющих, как представляется, континентальную природу [18].

Капская впадина. Противолежащая Аргентинской Капская впадина находится в треугольнике между Китовым хребтом, Африкой и поднятиями Дискавери и Хизена, расположенными непосредственно к югу от 40° ю.ш. Ее центральная часть очерчивается изобатой 5000 м. Вдоль Китового хребта и окраины Африки борта впадины прослеживаются на 2000 км; южная граница несколько короче.

Обратимся к данным глубоководного бурения, которое произведено на восточной окраине впадины. Разрез скв. 361 в нижней части представлен аптскими “черными сланцами”, переслаивающимися с алевролитами и песчаниками. В этих отложениях встречаются остатки наземных растений. Фундамент здесь не вскрыт, однако, судя по литологическим особенностям, “черные сланцы” отвечают раннему этапу развития впадины. Достоверно пелагические отложения (глины) установлены для кампанского века. Глубина дна в точке бурения 4549 м, мощность вскрытого разреза 1335 м, из которых около 1000 м приходится на отложения средне- и поздне мелового возраста. Послезоеценовые отложения размыты, но они вскрыты в расположенной недалеко скв. 360 (P₃-N₁). Обращают внимание меньшие размеры и большая структурная расчлененность впадины по сравнению с Аргентинской. Имеются признаки существования в ее центральной части небольшой и слабо проявленной локальной спрединговой системы, вероятнее всего, позднекайнозойской [18]. На востоке, в зоне перехода океан-континент, имеются базальтовые покровы, образовавшиеся в позднеюрское–раннемеловое время [24]. Сейсмикой они прослежены до глубин моря 4000 м.

Из всего сказанного следует, что начало образования Капской впадины как индивидуализированной морфоструктуры следует относить к концу раннего–началу среднего мела.

Ангольская впадина. Впадина располагается между Камерунской вулканической линией и Китовым хребтом. Оба эти поднятия имеют одинаковое простирание (ЮЗ–СВ) и ориентированы по

отношению к континентальной окраине под углом 45°. Структуры континентальной окраины ограничивают впадину с востока, а с противоположной стороны, от фланга Срединно-Атлантического хребта, ограничениями служат разломы, простирающиеся в северо-западном направлении [9]. В этих рамках размеры впадины с запада на восток составляют ~1000 км, а с севера на юг ~1100 км. По площади Ангольская впадина приблизительно равновелика Капской. Наиболее глубокая ее часть очерчивается изобатой 5000 м.

Глубоководная скважина, пробуренная на восточной окраине впадины (364), вскрыла разрез от аптских отложений до плейстоцена, почти целиком глубоководных. Мощность разреза 1086 м. Для историко-геологического анализа важны особенности отложений нижних частей разреза. В.А. Крашенинников по этому поводу пишет: “... к аптскому ярусу относятся серые и зеленовато-серые глинистые известняки с прослоями черных сапропелевых глин; из органических остатков встречаются планктонные фораминиферы и наннопланктон (подчеркнуто мною – Ю.П.). В основании этой пачки обычны прослои доломитизированных известняков и доломитов, а глины сильно битуминозны” [6, с. 124]. Бурение было приостановлено в нескольких десятках метров от кровли подстилающей соляной толщи, имеющей, по геофизическим данным, мощность в несколько километров. Из приведенного описания можно заключить, что начало образования Ангольской впадины относится к апту. Но выше было показано, что и Капская впадина зародилась приблизительно в это же время. Следовательно, продвижение океана с юга на север происходило быстро. Поскольку оформление Китового хребта, о чем будет сказано ниже, относится к позднему мелу, то и структурное обособление обеих впадин нужно датировать той же эпохой.

Восточным ограничением Ангольской впадины можно принять изобату 3000 м. Континентальная окраина изучена в этом районе лучше, чем в других районах приафриканской полосы. Имеющиеся сейсмические профили и данные бурения устанавливают, что в среднем и позднем апте здесь происходило региональное накопление соли, перекрывшей более ранние континентальные и лагунные отложения. Выше соли лежат платформенные карбонатные отложения альба, в отдельных местах глубоководные. Таким образом, зона мощного соленакопления на континентальной окраине сменяется, причем в западном направлении, зоной седиментации океанского бассейна, отвечающей ранним этапам его развития.

В отличие от двух охарактеризованных выше впадин, в верхней части фундамента Ангольской впадины выявлена взбросово-надвиговая струк-

тура с наклоном поверхностей нарушений в сторону Срединно-Атлантического хребта [15]. Глубина проникновения деформаций небольшая. Осадочный чехол ими не затронут, а поэтому время их образования не моложе ранних стадий океаногенеза. Большая сложность присуща деформациям соленосной толщи [32].

Бразильская впадина. Впадина простирается в меридиональном направлении на расстояние 2500 км, ширина ее вдвое меньше. Наиболее глубокая часть впадины оконтуривается изобатой 5000 м. Соответственно, ни по форме, ни по размерам она не сходна с Ангольской впадиной, с которой ее обычно сопоставляют.

На севере ограничением впадины служит система крупных экваториальных разломов (Романш и др.). С юга от Аргентинской впадины ее отделяют поднятия Риу-Гранди и Сан-Паулу. На западе Бразильская впадина сопряжена со структурами бразильской континентальной окраины, а на востоке – с флангом Срединно-Атлантического хребта.

От других глубоководных впадин ее отличают не только морфоструктурные черты, но и особенности геологического строения, выявленные глубоководным бурением. На ее площади пробурено 6 скважин: 3 на юге и 3 на западе и северо-западе. Все южные скважины бурились на глубинах дна значительно более 4000 м; северные – более 5000 м.

Скважиной 20 (крайний юг) вскрыт маломощный разрез осадочных отложений, всего 72 м. Но при этом над пиллоубазальтами и обломками мраморов, обнаруженных в забое, лежат глубоководные осадки (наннофоссиловый мел и др.), в которых выделены слои маастрихта, эоцена, олигоцена и плиоцена–плейстоцена. Западнее в скв. 14 базальты обнаружены на глубине 107 м, но над ними залегают глубоководные отложения среднего эоцена. Еще западнее на базальтах (скв. 19) – четвертичные отложения. Глубина, пройденная скважиной, 145 м.

Можно видеть, что южный район Бразильской впадины отличается существенной нестабильностью гидродинамического и, несомненно, тектонического режимов. Что касается базальтов, то очень вероятен их силловый характер. По крайней мере, обломки мраморов в скв. 20 можно связать с контактовым метаморфизмом карбонатных отложений дна.

Западная и северо-западные скважины в основании также вскрыли базальты, но перекрывающие их разрезы резко отличаются. В скв. 355 в основании осадочной толщи лежат глубоководные отложения кампана, перекрытые разрезом палеоцен-плейстоценовых осадков открытого океана. Осадочная толща имеет здесь мощность 460 м. На северо-западе бурились скв. 23 и 24. Первая из

них прошла 208 м и вскрыла среднеловые–плейстоценовые отложения. Базальты под ними сильно изменены. В скв. 24, расположенной неподалеку, ситуация сходная. Таким образом, и здесь наблюдается очень большая изменчивость обстановок геологического развития.

На юге скважины заложены относительно недалеко от поднятия Риу-Гранди, а на северо-западе (скв. 23 и 24) – от континентального склона, оказавших влияние на формирование геологических разрезов впадины.

Если обратиться к бразильской континентальной окраине, то здесь в периокеанических бассейнах [3] в низах многокилометровых разрезов залегают континентальные аллювиально-озерные и дельтовые отложения юры–неокома, затем, местами, соли апта, а выше известняки так называемой “карбонатной платформы” (средний–верхний мел), сменяемые турбидитами верхнего мела – кайнозоя. Эти последние, в сущности, и могут служить отправной точкой для фиксации главного этапа развития Бразильской впадины. Ранние же этапы, судя по этим данным и материалам бурения, не древнее апт-альбского времени.

Дно Бразильской впадины, в отличие от других, расчленено множеством поперечных разломных структур (см. рис. 4). Среди них особое тектоническое значение имеет разлом Риу-Гранди, пересекающий впадину на крайнем юге. По своей природе это демаркационный разлом, разделяющий очень разные по структуре северную и южную области Южной Атлантики [18, 25]. На юге от этого разлома происходит резкое сужение Бразильской впадины, которая вскоре замыкается. Разлом разделяет, кроме того, поднятия Сан-Паулу и Риу-Гранди, а также служит структурным разделом Ангольской впадины и Китового хребта. Он протягивается через весь океан от одного континента до другого, имея длину ~4700 км.

Строение дна Бразильской впадины осложнено разломными нарушениями типа надвигов [14, 21 и др.]. Надвиги проявлены не только в слоях земной коры, но в отдельных случаях и в верхах верхней мантии.

В средней части впадины с запада в нее вдается крупное поперечное поднятие, в южной части которого простирается широтная цепь подводных и островных вулканических гор. Вулканисты о-ва Тринидади имеют возраст 2.5–3.5 млн. лет. Следовательно, данная цепь представляет молодое новообразование, вероятно, связанное с активизацией протягивающегося в этот район крупного трансформного разлома Мартин Вас.

Далее обратимся к структурному развитию поднятий на океанском дне описываемой акватории. К их числу принадлежат Китовый хребет, Камерунская вулканическая линия, поднятия

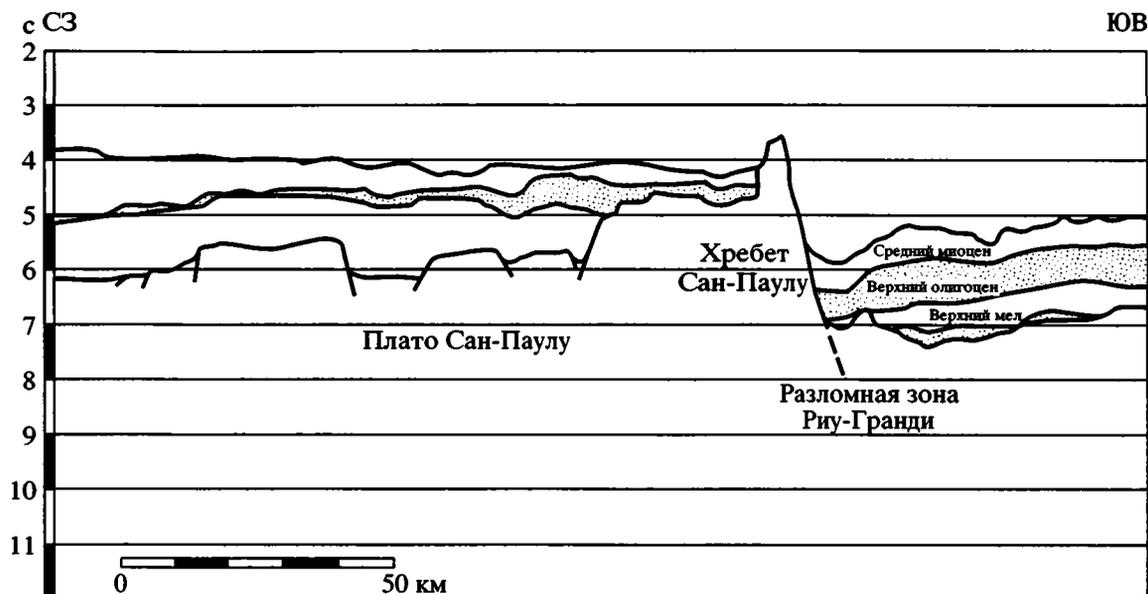


Рис. 5. Сейсмопрофиль, пересекающий поднятие Сан-Паулу [26]

Риу-Гранди, Сан-Паулу, Фолклендское и некоторые другие.

Китовый хребет – наиболее крупная позитивная структура в Южной Атлантике. Он простирается в северо-восточном направлении на расстояние 2700 км. В целом этот хребет представляет глыбовое сооружение, разделяющее Ангольскую и Капскую впадины (рис. 5). Его крайняя северная часть является континентальным блоком, обособленным от африканской окраины. Главная же часть представляет тектоно-вулканическую структуру разломной природы.

Глубоководное бурение, проведенное в северном блоке, вскрыло разрез вплоть до апт-альбских известняков и писчего мела. Общая мощность меловых отложений здесь меньше, чем в соседних глубоководных впадинах, и разрез менее полон.

Базальты были вскрыты на юго-западе хребта (скв. 525А, 527 и 528), где они перекрыты отложениями кампана либо среднего маастрихта. Кампанские карбонатные слои в скв. 525А встречены внутри базальтов, что и датирует их возраст. В двух других скважинах осадочные отложения, включенные в базальты, имеют маастрихтский возраст [7]. Приведенные данные показывают, что зарождение поднятия можно отнести к аптскому времени, а его окончательное становление – к концу позднего мела. Развитие структуры происходило в юго-западном направлении.

Разломная природа хребта обосновывается в работе [4], где он рассматривается как вулканотектоническое новообразование на океанической коре. Такое заключение обосновывается петро-геохимическими свойствами базальтов, пред-

ставленных толеитовыми сериями, обогащенными щелочными и некогерентными элементами.

Камерунская вулканическая линия представляет редкую вулканотектоническую линейную структуру, две трети которой находятся в пределах океана, а одна треть – на континенте. Ее общая протяженность ~ 1500 км. В океане структура выражена цепью подводных и островных вулканических гор, имеющей северо-восточное простирание, такое же, как Китовый хребет. Ее разломная природа очевидна. Камерунская линия служит северным ограничением Ангольской впадины. Зарождение Камерунской линии связано с развитием рифтовой системы Бенуэ, расположенной на территориях Нигерии и Камеруна, и относится к ранней юре [27]. Однако, как показывает изучение магматизма, современная структура начала образовываться лишь 30 млн. лет назад, причем вулканическая активность продолжается и в настоящее время. Об этом свидетельствует действующий вулкан Камерун, расположенный в прибрежном районе близ океана. В данном случае нет убедительных признаков происхождения поднятия в результате действия механизма “горячей точки”. А.А. Пейве предложил для подобных образований термин “горячая линия”, подразумевая под этим крупные линейные зоны магматической проницаемости [13].

Рельеф вдоль продольного профиля вулканической линии резкий. Подводные вершины лежат на разных глубинах (515, 1712, 2040, 3000 м и т.д.), остров Аннабон возвышается над поверхностью дна на 500 м, вулкан Камерун имеет высоту 4070 м. Нет сомнения, что Камерунская линия (кстати,

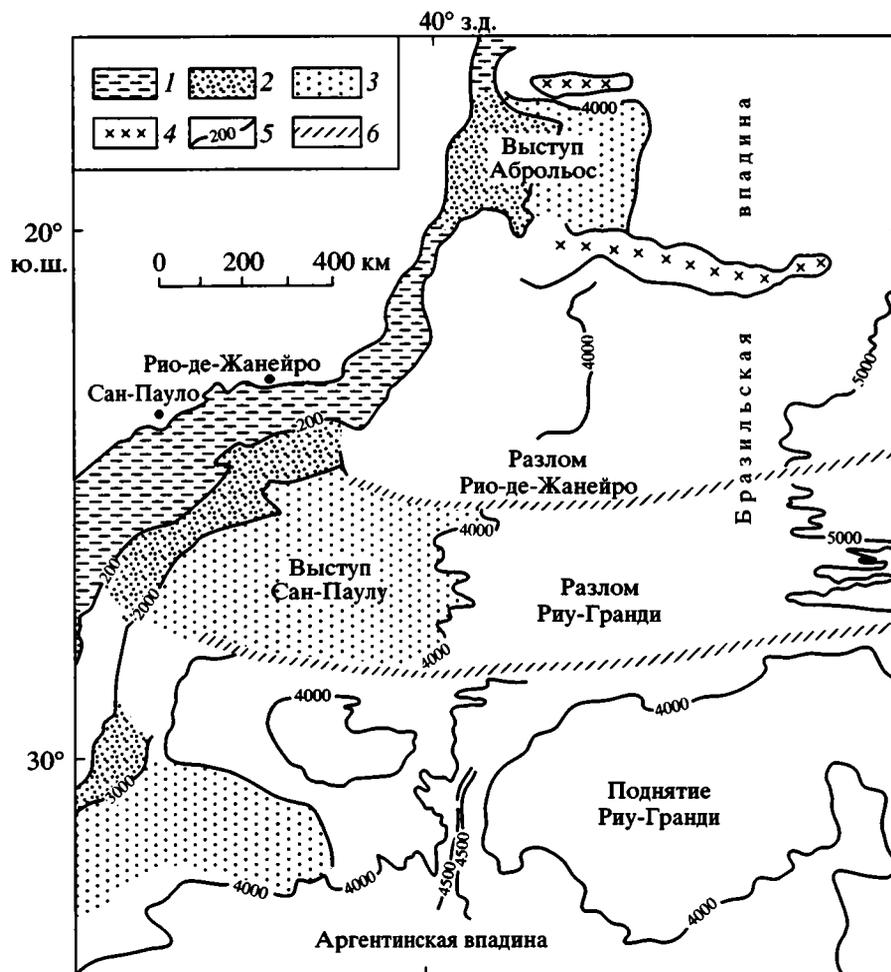


Рис. 6. Тектоническая схема прибрежной области Южной Атлантики

1 – зона шельфа; 2 – погруженная зона континентальной окраины; 3 – подводные континентальные выступы; 4 – тектоно-вулканические поднятия; 5 – изобаты, м; 6 – разломы

как и Китовый хребет) отвечает регматической сети планетарной трещиноватости.

Поднятие Риу-Гранди, разделяющее Аргентинскую и Бразильскую впадины, имеет размеры 850 км по широте и 400–700 км по меридиану (рис. 6). Оно очерчивается изобатой 4000 м. Рельеф поднятия расчлененный, контрастный.

Скв. 516, пробуренная в центральной части, на глубине 1240 м от поверхности дна в основании вскрыла базальты и вулканические брекчии, образовавшиеся на небольших глубинах (в настоящее время глубина воды 1313 м). Базальты перекрыты известняково-глинистой толщей мощностью 276 м коньяка-маастрихта. Выше следует достаточно полный разрез кайнозоя. В других скважинах разрезы редуцированы из-за размывов и изменения фациальных обстановок. Если судить по данным о его глубинном строении [24] и морфологии, можно допустить, что поднятие представляет собой раздробленный материковый

отторженец (микроконтинент) с корой субконтинентального типа.

Несмотря на то, что отложений древнее кампана в скважинах не встречено, начало образования поднятия следует относить к среднемеловому времени. На такую мысль наводит аналогия с историей других расположенных западнее поднятий дна и, прежде всего, поднятия Сан-Паулу. В этом случае излияние поздне меловых базальтов на Риу-Гранди следует понимать как производное процесса деструкции континентального блока.

Поднятие Сан-Паулу представляет подводный выступ Южно-Американского континента, вовлеченный в океаногенез. Его размеры значительны – 500 × 550 км (см. рис. 6). Выступ лежит на глубинах 2000 м и более. На юге он обрывается разломом Риу-Гранди.

На восточном склоне плато Сан-Паулу на глубине дна 3175 м пробурена скважина (356), вскрывшая разрез от позднего альба до квартера

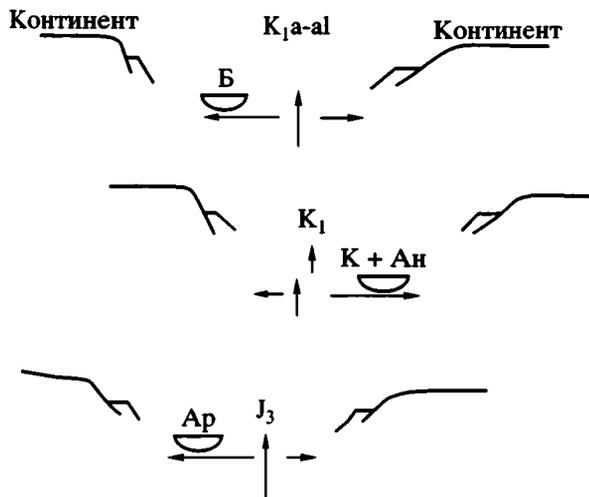


Рис. 7. Асимметричный спрединг на этапе зарождения глубоководных впадин в Южной Атлантике. Вертикальные стрелки – спрединговый центр; горизонтальные – асимметричный спрединг. Линзы – местоположение глубоководных впадин: Ар – Аргентинской, К+Ан – Капской и Ангольской, Б – Бразильской.

(с небольшими перерывами) мощностью лишь 741 м. В низах разреза лежат известняки. До акустического фундамента бурение не доведено.

В тылу поднятия, в основном на шельфе, располагаются глубокие осадочные бассейны (зона периокеанического прогибания). О них уже говорилось при рассмотрении Бразильской впадины. Как и в отношении упомянутой впадины, геология бассейнов позволяет считать началом обособления поднятия Сан-Паулу апт-альбское время. Таким образом, это синхронные образования.

Наконец, остановимся на особенно крупном **Фолклендском поднятии**. Оно простирается от блока Фолклендских о-вов до банки Мориса Юинга включительно. Протяженность поднятия 1500 км, ширина 500–700 км. От Аргентинской впадины, как уже говорилось, его отделяет крупнейший разлом-сброс, являющийся западным звеном Агуальс-Фолклендского демаркационного разлома. С юга его обрамляет глубокая Мальвинская впадина, простирающаяся от Огненной Земли на восток на 500 км. Она продолжается Фолклендским трогом, доходящим до банки Мориса Юинга. Это крупнейший выступ континентальной коры [18]. Между блоком Фолклендских о-вов и банкой Мориса Юинга лежит погруженное до глубин 2500–3000 м Фолклендское плато, в основании которого развита глубокая впадина, выполненная отложениями мела, палеогена и неогена мощностью в несколько километров. Дифференцированное развитие Фолклендского поднятия началось еще в юрское время, что

можно предполагать по региональным структурным соотношениям и сейсмопрофилям [7]. Западная, средняя и восточная его части обладают различным геологическим строением, но в совокупности они образуют массив с более или менее измененной континентальной корой, непосредственно связанной с Южно-Американским материком.

СИНТЕЗ

Выше можно было убедиться в существенном структурном и историко-геологическом различии как глубоководных впадин, так и поднятий на океанском дне. Каждая впадина как тектоно-морфологический элемент специфична по тектоническим формам, геологическим разрезам и проявлениям магматизма. Рассмотрены четыре крупнейшие впадины: Аргентинская, Капская, Ангольская и Бразильская. Их зарождение происходило в разное время. Наиболее ранняя из них Аргентинская впадина, время образования которой относится к концу юры. Капская впадина определена в раннемеловое время. По времени к ней близка Ангольская впадина. Бразильская впадина наиболее молодая, ранний этап ее развития относится к апт-альбскому времени. Такая картина может быть объяснена резкими изменениями скорости спрединга и раздвига континентов по разные стороны Срединно-Атлантического хребта в ходе продвижения спредингового центра в направлении с юга на север. Соответствующую геодинамику иллюстрирует рис. 7.

Особенности внутренней тектоники впадин выражены в различном характере осложняющих их тектоно-морфологических образований. В Аргентинской впадине существуют позитивные формы, которые можно трактовать как фрагменты континентальной коры, претерпевшие в большей или меньшей мере изменение ее строения. В пределах Капской впадины имеются признаки [33] малой спрединговой системы. Вероятность последней подкрепляется тем, что она лежит на простирании малой спрединговой системы Метеор, четко зафиксированной спутниковой гравиметрией [17]. Ангольская впадина отличается исключительно выровненным дном в ее наиболее глубоководной части, что соответствует представлению о погребенном здесь литосферном монолите [8], трактуемом мною как отторженец Африканского континента [18]. Наоборот, дно Бразильской впадины иссечено крупными разломами, разбивающими его на многие сегменты. Упомянутые различия коренятся в большой геологической и геодинамической специфике крупных частей океанского дна.

Что касается геологических разрезов впадин, то они по полноте и мощности очень изменчивы. Изменчивость отмечается не только при значи-

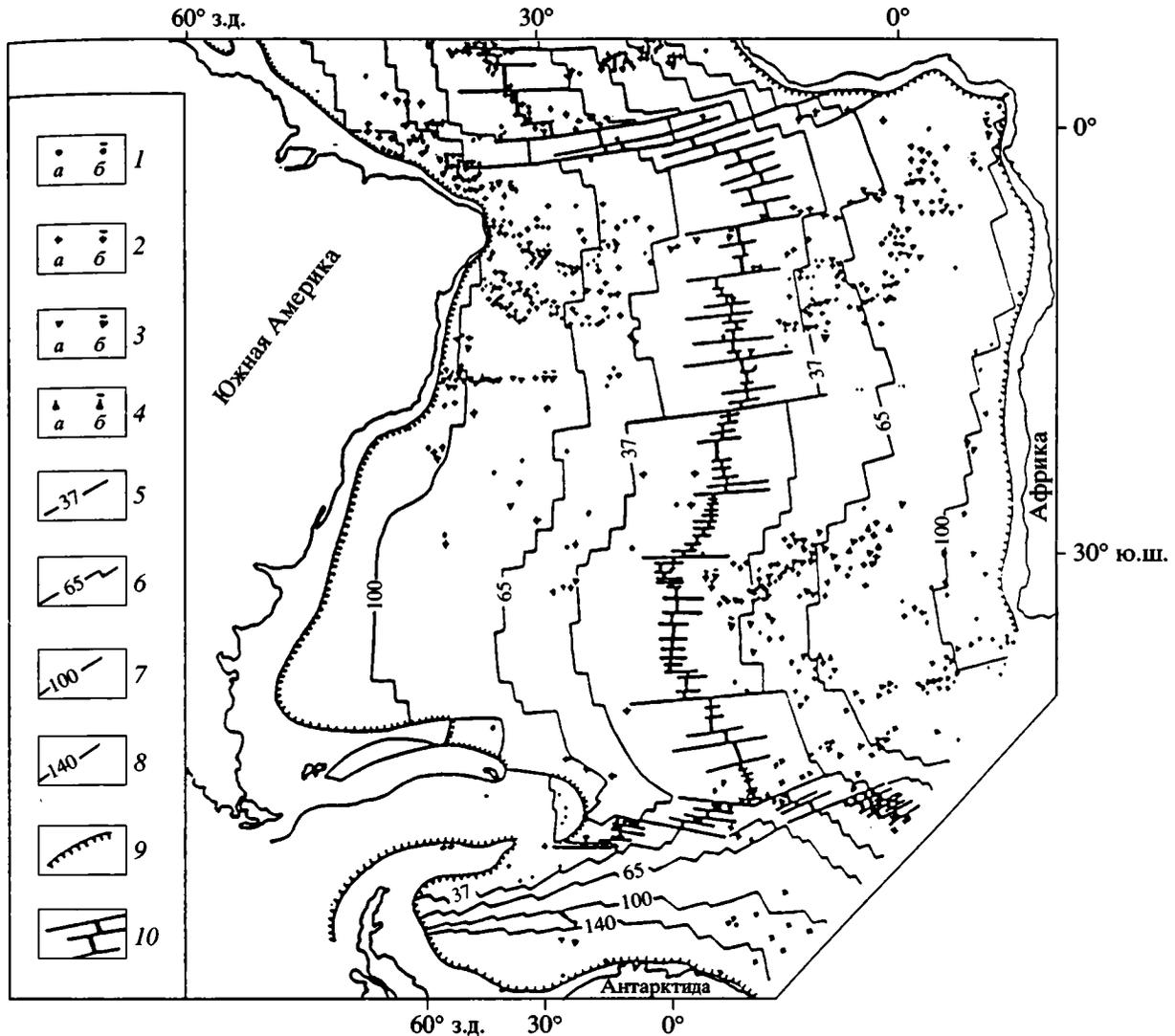


Рис. 8. Карта подводных гор Атлантического океана (южный фрагмент) [9]

1-4 – горы различных объемов в км; 5-8 – границы провинций океанического дна разного возраста (цифры – млн. лет); 9 – граница подводной окраины материка; 10 – ось Срединно-Атлантического хребта и поперечные разломы сво- довой части

тельной удаленности разрезов, но и на сравнительно небольших расстояниях. Главную роль при этом играют гидродинамический и тектонический факторы. На направление и интенсивность океанских течений непосредственное влияние, помимо тектоники, оказывает геодинамика (раздвиг континентов и соответственно расширение пространства, становление и проградация спредингового хребта и др.). Менее изменчивым является фациальный состав отложений, более или менее выдерживающийся на зрелых этапах развития впадины на обширных площадях.

В отношении магматизма, насколько можно судить, выделяется Бразильская впадина, где вскрытые скважинами базальты перекрыты разными по возрасту осадками, вплоть до очень моло-

дых (N_1^2). Если принять во внимание повышенную дробленность дна впадины разломами, присутствие в разрезах базальтовых силлов представляется несомненным. На большую магматическую активность в пределах Бразильской впадины, особенно в ее северной половине, указывает также карта распространения в Южной Атлантике подводных гор [9]¹ (рис. 8). Карта вообще красноречиво подчеркивает индивидуальные тектономорфологические особенности глубоководных впадин. Аргентинская и Ангольская впадины выделяются распространением на их площади единичных гор. Капская впадина по насыщенности

¹ Подавляющая масса гор имеет вулканическое происхождение.

Стадии и время заложения основных структур Южной Атлантики

Стадии океаногенеза	Время	Впадины				Поднятия				
		Аргентинская	Капская	Ангольская	Бразильская	Фолклендское	Сан-Паулу	Риу-Гранди	Китовый хребет	Камерунская линия
Предрифтовая Раскалывание Гондваны; образование глыб, горстов, грабенов	T-J ₂									
Рифтовая	J ₂₋₃	+	+			+				+
	K ₁			+	+					
Океаническая Начало образования глубоководных впадин и крупных поднятий в рельефе дна	J ₃	+ ~150 млн. лет				+				
	K ₁		+	+						
	K _{1a-al}				+		+	+	+	
	K ₂					+			+	Главная часть
	N _{1-Q}									+
										Главная часть

горами близка к Бразильской. Интересна корреляция с данными о глубинном строении впадин: земная кора Ангольской впадины существенно отличается от коры Бразильской впадины [20]. В коре последней имеется слой со скоростью 4 км/с и мощностью в среднем 3 км. В Ангольской впадине этот слой отсутствует, но здесь существует слой со скоростью 6 км/с.

Из всего сказанного можно видеть большую разницу в геологической истории глубоководных впадин Южной Атлантики, в том числе и в их структурном развитии.

Геологическое многообразие осложняющих океанское дно поднятий проявлено в еще большей степени. Выше охарактеризовано пять соответствующих примеров: поднятия Китового хребта, Камерунской линии, Риу-Гранди, Сан-Паулу и Фолклендское. Среди них по геологическим особенностям с долей условности различаются три типа: тектоно-вулканические (первые два), микроконтинент? (Риу-Гранди) и вовлеченные в океаногенез краевые выступы континента (последние два). Легко заметить, что тектоно-вулканические поднятия находятся на востоке акватории, а крупные континентальные выступы – на западе. Особняком стоит предполагаемый континентальный блок в основании Ангольской глубоководной впадины. Кора в его пределах настолько изменилась, что утратила (или почти утратила) свои первичные признаки. Если это предположе-

ние принять, то с учетом других данных возникает новая тектоно-геодинамическая проблема стадийности процесса преобразования континентальной коры, вовлекаемой в океаногенез. Число фактических сведений на этот счет становится все больше. Имеются новые сообщения и в отношении Южной Атлантики [28, 31]. Значимость затронутой проблемы заслуживает того, чтобы привлечь к ней особое внимание.

Восточные поднятия имеют многофазное развитие. Так, структура Камерунской линии зародилась на континенте еще в юрский период, а затем продолжилась в океане. Океанский ее сегмент, как свидетельствует геология островов, был активен в миоцене. Активен он и в настоящее время (вулкан Камерун). Северный блок Китового хребта оформился в апте-альбе, но главная часть тектоно-вулканической структуры образовалась в позднем мелу.

Западные элементы также разновозрастны. Более раннее происхождение (позднеюрская эпоха) имеет Фолклендский выступ, в современном облике которого очень важное место занимают движения позднемеловой эпохи. Выступ Сан-Паулу, разделяющий в приматериковой части крупнейшие Аргентинскую и Бразильскую впадины, начал формироваться в апте-альбе, как и Бразильская впадина.

Хронологические данные о стадиях развития и начале образования структур сведены в таблице.

В данной работе не затронуто структурное развитие Срединно-Атлантического хребта и тесно с ним связанных поперечных разломных структур, что представляет особую тему.

ВЫВОДЫ

1. Океанские впадины и поднятия на океанском дне представляют собой вполне определенные тектонические элементы, требующие специального изучения их строения и структурного развития. Данный вывод относится не только к Южной Атлантике, но и к океанам вообще. Если иметь в виду литературу по тектонике Мирового океана последних десятилетий, то такое направление исследований занимает в ней слишком малое место. К проблеме необходимы не исключительно геодинамические, но тектоно-геодинамические подходы.

2. Структурное развитие дна Южной Атлантики, при общей направленности процесса океаногенеза с юга на север, происходило сложно. В разные периоды времени скорости и масштабы движения континентов по разные стороны от оси спрединга сильно варьируют. Большие масштабы в течение сравнительно короткого времени, вызванные стрессом в кинематике глубинных масс, привели к локальному прогибанию дна и возникновению глубоководных впадин как специфической группы тектонических структур земной коры.

3. В ходе развития впадин формируются их ограничения, представленные поднятиями и разломами. Среди поднятий в изученной акватории выделяются три типа: а) тектоно-вулканические, связанные с вертикальными движениями блоков дна по разломам и образованием в связи с этим зон проницаемости, вызывающих магматическую активность; б) подводные континентальные выступы; в) континентальные отторженцы (микроконтиненты?).

4. Распространенное представление о симметрии в тектоническом строении Южной Атлантики – кажущееся. Как впадины, так и поднятия не являются дополнительными к лежащим по другую сторону спрединговой оси. Унификация в этом отношении является следствием чрезмерной приверженности к схематизму в геодинамических построениях.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты № 00-05-64235 и 02-05-64283).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геофизические поля и строение дна океанских котловин. М.: Наука, 1990. 220 с.
2. Глубинное сейсмическое зондирование литосферы на Анголо-Бразильском геотраверсе. М.: НКГ РАН, ОИФЗ РАН, 1996. 145 с.
3. *Забанбарк А.* Особенности нефтегазоносных бассейнов континентальной окраины Бразилии // *Океанология*. 2001. Т. 41. № 1. С. 147–154.
4. *Золотарев Б.П., Артамонов А.В., Ерошев-Шак В.А. и др.* Сейсмичные хребты Мирового океана: сравнительная петролого-геохимическая характеристика Китового (Атлантика) и Восточно-Индийского хребтов // *Известия секции наук о Земле РАЕН*. 1998. Вып. 1. С. 122–151.
5. *Кашинцев Г.Л.* Геодинамика и магматизм начальных этапов образования Атлантики // *Геотектоника*. 2001. № 2. С. 64–77.
6. *Крашенинников В.А.* Значение океанических отложений для разработки стратиграфической шкалы мезозоя и кайнозоя (Тихий и Атлантический океаны) // *Вопросы микропалеонтологии*. М.: Наука, 1978. С. 42–161.
7. *Крашенинников В.А., Басов И.А.* Стратиграфия мела Южного океана. М.: Наука, 1985. 174 с.
8. *Мазарович А.О., Соколов С.Ю.* Разломы Ангольской котловины // *Российский журнал наук о Земле*. 1999. Т. 1. № 3. С. 251–269.
9. *Марова Н.А., Алехина Г.Н.* Объемы подводных вулканических гор Атлантического океана и связь их распределения с эволюцией океанической литосферы. М.: ВИНТИ РАН, 1997. 16 с. – Депонир. научная работа № 768-В97.
10. Международный геолого-геофизический атлас Атлантического океана. М.: Межправит. океанограф. комис., Мингео СССР, АН СССР, ГУГК, 1989–1990. 158 с.
11. *Непрочнов Ю.П.* 31-й рейс НИС “Дмитрий Менделеев” // *Океанология*. 1985. Т. 25. № 2. С. 361–365.
12. *Непрочнов Ю.П., Седов В.В., Мерклин Л.Р. и др.* Комплексные геофизические исследования котловин Атлантического океана // *Геофизические поля Атлантического океана*. М.: МГК, 1988. С. 52–59.
13. *Пейве А.А.* Структурно-вещественные неоднородности, магматизм и геодинамические особенности Атлантического океана: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. М.: ГИН РАН, 2002. 37 с.
14. *Пилипенко А.И.* Тектонические деформации Бразильской котловины // *Докл. РАН*. 1993. Т. 330. № 4. С. 484–487.
15. *Пилипенко А.И.* Тектоническая расслоенность океанической коры глубоководных котловин (по сейсмическим материалам) // *Геотектоника*. 1994. № 1. С. 49–61.
16. *Пуцаровский Ю.М.* Демаркационные разломы в океанах как особая категория тектонических разломов // *Докл. РАН*. 1994. Т. 335. № 5. С. 616–620.
17. *Пуцаровский Ю.М.* Малые спрединговые системы в современных океанах и их геодинамическое значение // *Докл. РАН*. 1999. Т. 369. № 4. С. 498–502.
18. *Пуцаровский Ю.М.* Основные черты тектоники Южной Атлантики. М.: ГЕОС, 2002. 74 с.
19. *Пуцаровский Ю.М., Ельников И.Н., Перфильев А.С.* Новые данные о глубинном строении Сре-

- динно-Атлантического хребта на 20° ю.ш. // Геотектоника. 1985. № 5. С. 5–13.
20. Пущаровский Ю.М., Непрочнов Ю.П. Тектоника и глубинное строение глубоководных впадин Южной Атлантики // Геотектоника. 2002. № 2. С. 15–26.
 21. Разницин Ю.Н., Чинакаев Р.Г. Тектоническая расчлененность океанической коры и верхней мантии Бразильской котловины (Южная Атлантика) // Докл. АН СССР. 1989. Т. 309. № 3. С. 678–680.
 22. Сколотнев С.Г. Структурообразующие факторы в истории геологического развития тройного сочленения Буве (Южная Атлантика) // Геотектоника. 2000. № 4. С. 52–66.
 23. Углов Б.Д., Зорина Ю.Г., Кабан М.К. Анголо-Бразильский и Маскаренско-Австралийский трансокеанские геотравезы // Геолого-геофизический атлас. М.: ЦНИГРИ, 1999. 24 с.
 24. Удинцев Г.Б. Рельеф и строение дна океанов. М.: Недра, 1987. 240 с.
 25. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. М.: Научный мир, 2001. 606 с.
 26. Bassetto M., Alkimi F.F., Szatmari P., Mohriak U. The oceanic segment of the Southern Brazilian Margin: morpho-structural domains and their tectonic significance // Atlantic rifts and continental margin. Washington: American Geophysical Union, 2000. P. 235–259.
 27. Burke K. Origin of the Cameroon Line of volcano-capped swells // J. of Geology. 2001. Vol. 109. № 3. P. 349–362.
 28. Douglass J., Schilling J.G., Fontignie D. Plumeridge interactions of the Discovery and Shona mantle plumes with the southern Mid-Atlantic Ridge (40–55°S) // J. Geophys. Res. 1999. Vol. 104. № B2. P. 2941–2962.
 29. General bathymetric chart of the oceans. Map. 5-th edition. Ottawa, 1984.
 30. Global Relief. NOAA/NGDC. Boulder USA, 1993. (<http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/image/images.html>).
 31. Kamenetsky V.S., Mass R., Sushchevskaya N.M., Norman M.D. et al. Remnants of Gondwanan continental lithosphere in oceanic upper mantle: evidence from the South Atlantic Ridge // Geology. 2001. Vol. 29. № 3. P. 243–246.
 32. Marton L.C., Tari G.C., Lehmann T. Evolution of the Angolan passive margin, West Africa, with emphasis on post-salt structural styles // Atlantic rifts and continental margin. Washington: American Geophysical Union, 2000. P. 129–149.
 33. Sandwell D.T., Smith W.H.F. Marine gravity anomaly from altimetry. Map. La Jolla, 1997.
 34. Soares J.R.S., Miranda F.A.P., de Figueiredo A.M.F. Geological and Geophysical interpretation of the San Julian Basin Offshore Argentina // Atlantic rifts and continental styles. Washington: American Geophysical Union, 2000. P. 193–209.
 35. Thistlewood D., Leat P.T., Millar I.L. et al. Basement geology and Palaeozoic-Mesozoic mafic dykes from the Cape Meredith Complex, Falkland Islands: a record of repeated intracontinental extension // Geol. Mag. 1997. Vol. 137. № 3. P. 355–367.

Рецензенты: Ю.Г. Леонов, Н.А. Богданов

Structural Evolution of the South Atlantic

Yu. M. Pushcharovsky

Geological Institute (GIN), Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 109017 Russia

Abstract—The structural evolution of South Atlantic basins and rises as interpreted from deep-sea drilling and morphostructural data, general continental-margin geology, and deep seismic sounding data is discussed. The basins are classified by age into three groups, the oldest Argentine basin (J_3); two younger, closely coeval Cape and Angola basins (K_1); and the youngest Brazilian basin (K_{1a} – a_l). Each basin displays specific structural features. The rises are classified into three categories by origin: tectonovolcanic, such as the Walvis Ridge and Cameroon Line; continental rises such as the Falkland, Sao Paulo, Abrolhos, and others; and continental fragments (microcontinents), such as (presumably) the Rio Grande and some rises inside the Argentine Basin. The ages of the rises are as follows: Falkland, J_3 ; Sao Paulo and Rio Grande, K_1 ; Walvis Ridge, K_{1a} – K_2 ; and Cameroon Line, N_1 –Recent. Continental rises are located in the western, and the tectonovolcanic, in the eastern part of the ocean. The concept of a structural symmetry of the western and eastern South Atlantic cannot be supported. It is necessary to intensify the studies of the geologic structure and tectonic evolution of each particular seafloor structural feature in the South Atlantic.

УДК 551.242.32(571.66)

МЕХАНИЗМ АККРЕЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ: ПРИМЕР ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ

© 2002 г. Е. А. Константиновская

Геологический институт РАН, 109017, Москва, Россия, Пыжевский пер., 7

Поступила в редакцию 22.01.2002 г.

Коллизия южного сегмента Озерновско-Валагинской дуги с окраиной Азии в конце палеоцена – в раннем эоцене сопровождалась процессом тектонической аккреции континентальной коры в структуре окраины. На ранних этапах коллизии в структуре Западной Камчатки формируются блоково-надвиговые выступы фундамента, ограниченные надвигами западной вергентности. По данным экспериментального физического моделирования, развитие подобных структур связано с процессами тектонического расслаивания континентальной коры, срыва коровых блоков с мантийного основания и их аккрецией во фронте надвигающейся плиты. Деформации в структуре континентальной окраины сопровождаются термальным событием в комплексах Срединного метаморфического массива с образованием в гнейсах колпаковской свиты генерации цирконов с возрастом 47–53 млн. лет (U-Pb SHRIMP-RG¹). Выведение метаморфических пород фундамента в область размыва оказывало влияние на осадконакопление и распределение фаций в сопряженных бассейнах. Тектонические структуры Западной Камчатки, сформированные в результате деформации континентальной окраины в процессе коллизии дуга–континент, являются перспективными на нефть и газ. Предложенный механизм аккреции континентальной коры, разработанный с применением метода экспериментального моделирования, может служить основой для прогнозной оценки и дальнейших поисковых работ на нефть и газ.

ВВЕДЕНИЕ

Для зон перехода континент–океан в западной части Тихого океана характерно развитие процесса столкновения (коллизии) океанических вулканических дуг с окраиной континента. Процесс позднекайнозойской и современной коллизии вулканических дуг с континентальной окраиной рассматривался многими исследователями на примере окраин Юго-Восточной Азии [58, 61, 64, 65 и др.]. Процесс коллизии дуга–континент характерен и для окраины Северо-Восточной Азии, в структуре которой выделяются фрагменты островных дуг мезозойского и кайнозойского возраста (рис. 1). Вопрос о том, сопровождаются ли процесс коллизии дуга–континент деформации континентальной окраины, до сих пор детально не изучен. С этой целью в настоящей работе предлагается проанализировать структуру покровно-складчатого фундамента южной части Камчатки, в котором тектонически совмещены комплексы континентальной окраины (Западная Камчатка) [39, 50] и комплексы южного сегмента Озерновско-Валагинской дуги (см. рис. 1) [16, 22, 26].

Регион южной части Западной Камчатки характеризуется мощностью консолидированной земной коры от 30 км на западном побережье полуострова до 44–46 км в области Срединного метаморфического массива и скоростями сейсмических волн, типичными для коры континентально-

го типа [36, 41]. Согласно последним результатам сейсмических исследований [60], в осевой части Камчатки кора имеет мощность (35–38 км) и скоростные характеристики ($V_p < 7$ км/с), типичные для континентов.

Структуры Западной Камчатки одни исследователи рассматривают как часть Охотоморской плиты [14, 28], другие выделяют самостоятельную Западно-Камчатскую микроплиту, которая столкнулась с Охотоморской плитой в раннем маастрихте [5]. В настоящее время области Западно-Камчатского прогиба и Центрально-Охотского поднятия в акватории Охотского моря отличаются от Западной Камчатки и характеризуются пониженными мощностями консолидированной коры (25 и 30 км соответственно), которая по скоростным характеристикам классифицируется как кора субконтинентального типа [41]. Для сравнения структур фундамента Западной Камчатки и Охотоморской плиты принципиальное значение имеет вопрос о том, каким образом и когда сформировалась резко повышенная, типичная для континентов, мощность коры южной части Западной Камчатки и каким образом и когда кора в этом регионе приобрела характеристики коры континентального типа.

В настоящей статье предлагается рассмотреть геологические данные, позволяющие судить о времени формирования континентальной коры южной части Западной Камчатки, и проанализировать процессы деформации фундамента, которые развивались при коллизии дуга–континент и

¹ SHRIMP-RG (sensitive, high-resolution, ion microprobe, reverse geometry).

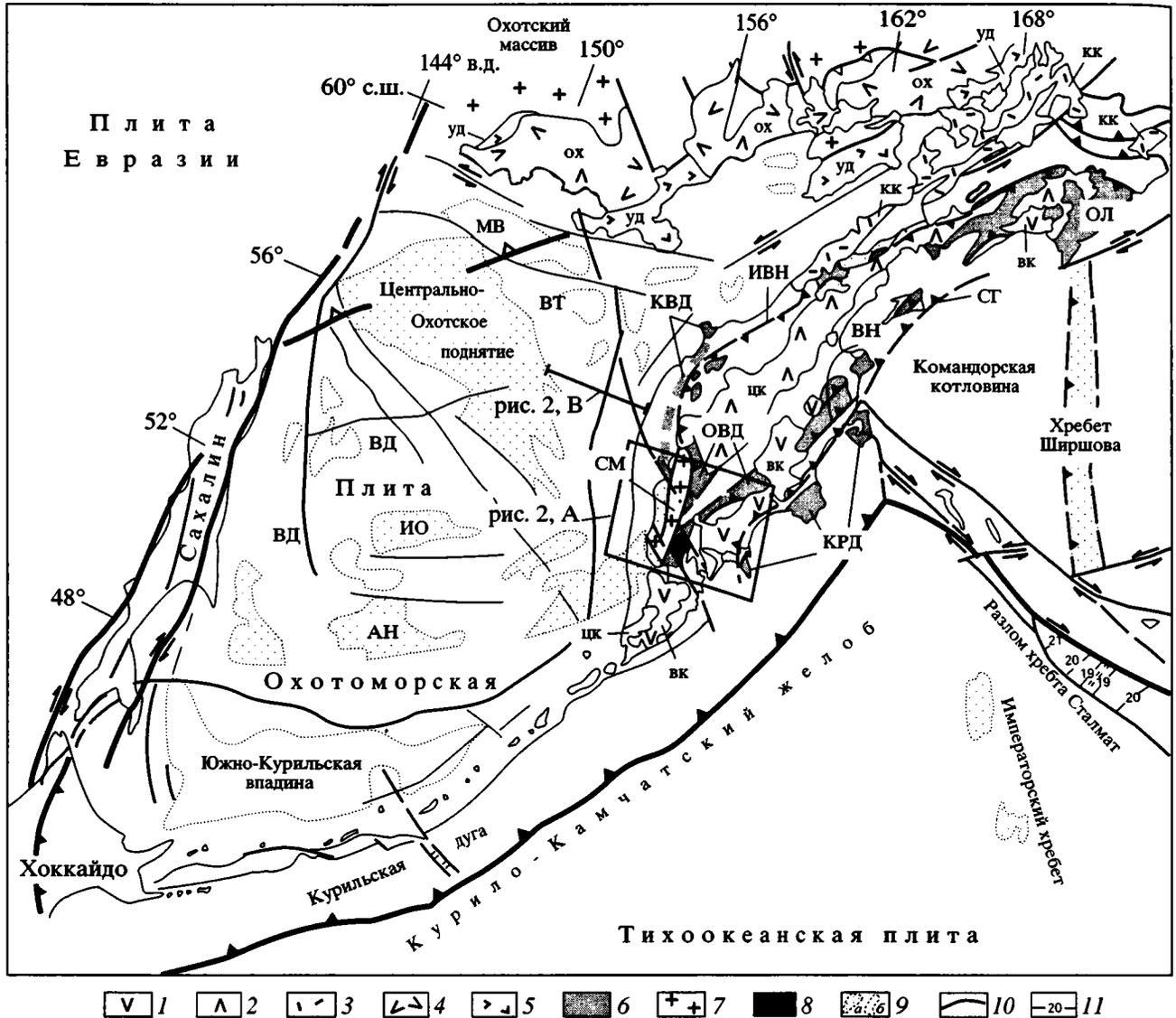


Рис. 1. Геодинамическое положение Камчатки в структуре северо-западной части Тихого океана, по [40, 62], с изменениями

1–5 – вулканоплутонические пояса: 1 – Восточно-Камчатский (вк), 2 – Центрально-Камчатский (цк), 3 – Корякско-Камчатский (кк), 4 – Охотско-Чукотский (ох), 5 – Удско-Мургалский (уд); 6 – островодужные террейны; 7 – блоки с континентальной корой: Охотский, Срединный (СМ) массивы; 8 – Ганальский метаморфический блок; 9 – подводные поднятия (а): Института Океанологии (ИО), Академии наук (АН), и впадины (б): Магаданская (МВ), Тинро (БТ), Дерюгина (ВД), 10 – разломы, 11 – линии магнитных аномалий. Буквами обозначены: КВД – Квахонская, ОВД – Озерновско-Валагинская, КРД – Кроноцкая аккрецированные дуги Камчатки; ОЛ – дуги Олюторского региона, ИВН – Ирунейско-Ватынский, ВН – Ветловский надвиги; СГ – сutura Гречишкина.

привели к формированию повышенной мощности коры в этом регионе.

СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА ЮЖНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ

Кристаллический фундамент южной части Западной Камчатки перекрыт образованиями осадочного чехла и обнажается лишь в выступе **Срединного метаморфического массива** [39, 50] (см. рис. 1) и на небольших по площади участках к за-

паду от Срединного хребта. Глубина до кровли фундамента в прогибах Западной Камчатки колеблется в пределах 1–4 км [10], а в Центрально-Камчатском прогибе – 5.5–6.5 км [27].

Структура Срединного метаморфического массива

Срединный метаморфический массив имеет удлиненную форму и простирается в субмеридиональном направлении на расстоянии 200 км при

ширине 30–40 км (рис. 2, А). Массив имеет неоднородную покровно-складчатую структуру [31]. В осевой части массива вскрываются породы самого нижнего структурного элемента (относительного автохтона). Они представлены метаморфическими породами гранулитовой фации *колпаковской серии* [31, 39]: мигматизированными биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами, кристаллическими сланцами, иногда с силлиманитом, среди которых присутствуют маломощные и немногочисленные прослои биотит-амфиболовых гнейсов, гранат-клинопироксеновых кристаллических сланцев, амфиболитов и гранатовых амфиболитов. Породы *колпаковской серии* интродуцированы гнейсовидными гранитами *крутогорского комплекса*, относящимися к гранитам известково-щелочной серии (рис. 3) [31]. Граниты *крутогорского комплекса* перекрываются метатерригенными отложениями *шихтинской свиты*. В основании свиты описан несогласный стратиграфический контакт с подстилающими гранитами, в нижней части свиты выделяются горизонты конгломератов с мелкой плавающей галькой и валунами до 1.5 м пород *колпаковской серии* и гранитов *крутогорского комплекса* [31, 50].

Вдоль восточного обрамления ядра Срединного метаморфического массива и на его периклинальных замыканиях (см. рис. 2, А, Б) вскрыты метаморфические породы амфиболитовой фации (*малкинской серии*), надвинутые в западном направлении на гранулитовое основание массива (см. рис. 3) [31]. Протолитом амфиболитов *малкинской серии* являются вулканогенные породы островодужного происхождения, прогрессивно метаморфизованные в процессе покровообразования [30]. На метаморфических породах *малкинской серии* с несогласием и размывом залегают неметаморфизованные конгломераты и терригенные толщи *барабской свиты* кампанского возраста (см. рис. 3) [49]. На левобережье р. Облуковины и в верховье р. Крутогоры описана также толща конгломератов, охарактеризованная флорой палеоценового возраста (см. рис. 3) [33]. Тектоническое совмещение и прогрессивный метаморфизм пород *малкинской серии* и *шихтинской свиты* и эксгумация пород *малкинской серии* могли произойти в докампанское или раннекампанское время, поскольку неметаморфизованные конгломераты *барабской свиты*, с несогласием перекрывающие породы *малкинской серии*, имеют кампанский возраст (см. рис. 3).

Вдоль западного обрамления Срединного массива, в северной его части, вскрыты фрагменты метавулканогенно-осадочных пород *квахонского комплекса* (см. рис. 2, А). Установлено, что средневерхнеюрские–неокомовые образования комплекса слагают тектонический покров с чешуйчатым внутренним строением [24]. Образования *квахонского комплекса* перекрываются флишoidalными терригенными толщами кварц-полевошпатового

состава нижне-верхнемеловой *кихчикской серии* и верхнемеловой *хозгонской свиты*. Образования *кихчикской серии* залегают на породах *квахонского комплекса*, по данным [24], согласно, а по данным [32, 50] – несогласно с конгломератами в основании. По остаткам флоры в конгломератах возраст *кихчикской серии* считается ранне-поздне-меловым (досантонским) [32].

Относительным автохтоном *квахонского покрова* в северной части Срединного массива являются метаморфические породы *колпаковской серии* и *шихтинской свиты*, а в основании *квахонского покрова* фрагментарно вскрываются образования серпентинитового меланжа и тектонические пластины, сложенные пикритами и базальтами *алисторской свиты* [24], которая как самостоятельное подразделение впервые была выделена А.И. Ханчуком [39]. Породы *квахонского комплекса*, как считается, были сформированы в пределах *Квахонской океанической островной дуги*, аккретированной к метаморфическому основанию в конце раннего мела [6, 24].

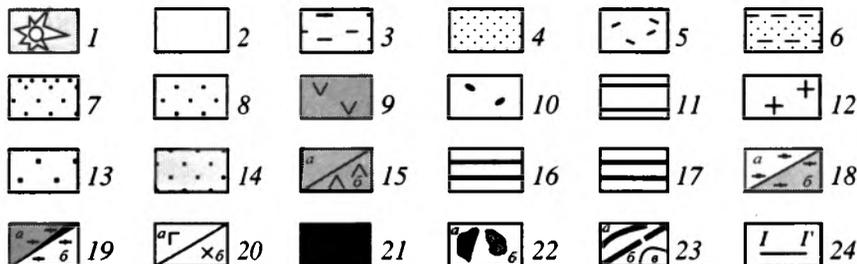
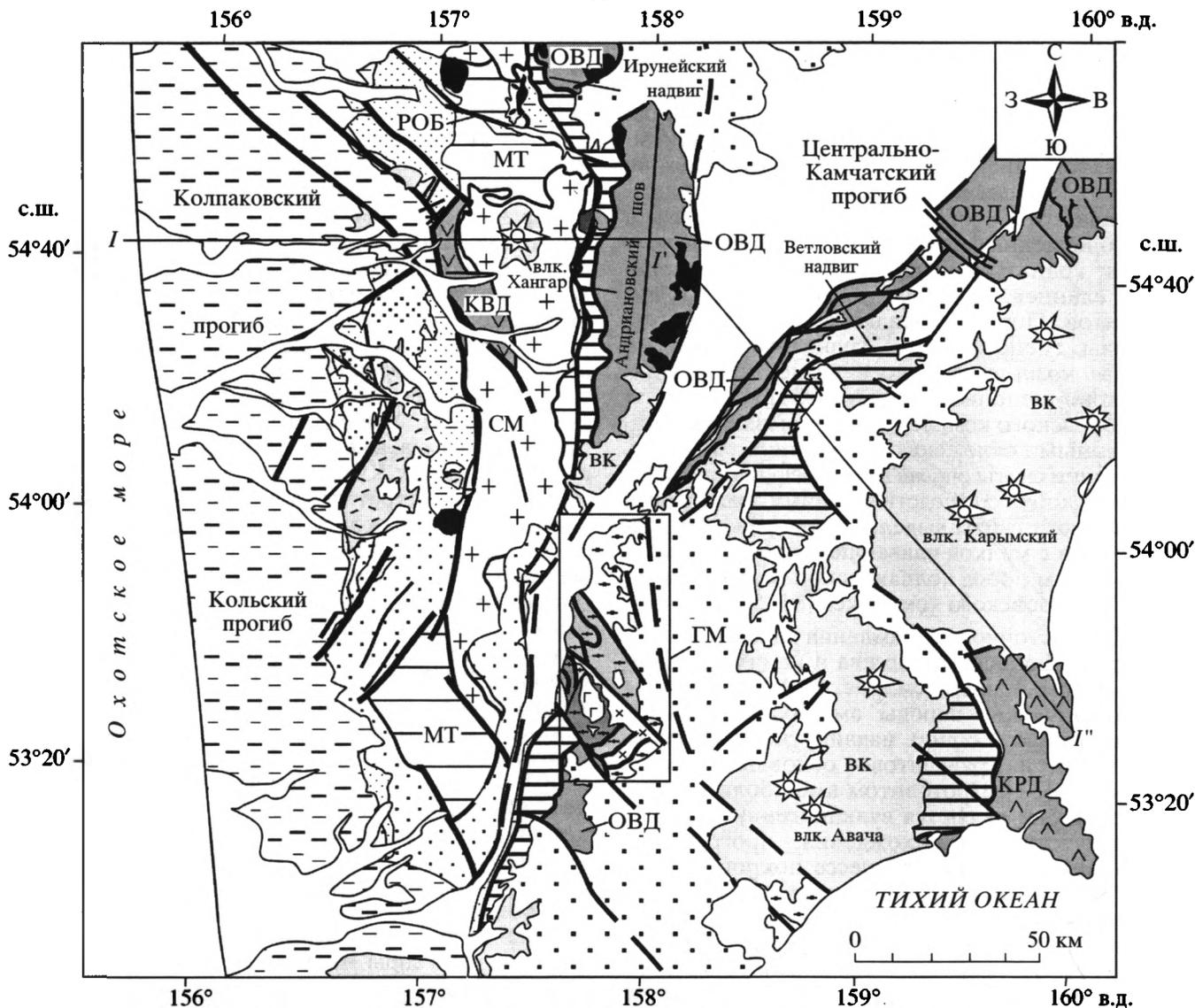
На юге западного обрамления Срединного массива локально распространены кислые и средние континентальные вулканиты *черепановской свиты* и субвулканические тела близкого им состава (см. рис. 2, А) [33]. По материалам Д.А. Бабушкина (1992 г.), вулканиты *черепановской свиты* несогласно залегают на маастрихтских терригенных отложениях и относятся к *палеоцену*: изотопный возраст эффузивов свиты составляет 59–65 млн. лет, субвулканических тел – 55 млн. лет [33]. В районе горы Черной установлен ареал континентальных контрастных базальт-дацитовых вулканитов, которые пространственно совпадают с ареалом распространения лав *черепановской свиты* [44, 46]. Ископаемая флора, собранная в туфах и озерных туффитах верхней части разреза горы Черной, позволяет сопоставлять эти вулканиты с ковачинским горизонтом Западной Камчатки и относить их к *среднему эоцену* [42]. Метаморфические породы осевой части Срединного массива несогласно перекрываются четвертичными вулканогенными образованиями Хангарского вулкана (см. рис. 2, А).

Возраст пород

Срединного метаморфического массива

Оценка возраста метаморфических пород Срединного массива до последнего времени представлялась весьма сложной в связи с большим разбросом результатов определения радиологического возраста. Согласно проведенному обзору данных [43], в породах массива выделяется несколько этапов метаморфизма. В свете настоящего исследования принципиальными являются данные о природе и возрасте протолита пород *колпаковской свиты*, структурно наиболее нижнего элемента Срединного массива, и данные о метаморфизме этих образований в раннем кайнозое.

А



Метаморфические породы колпаковской серии как в северной, так и в южной части Срединного массива датированы 127–140 и 60–70 млн. лет (Rb/Sr, по породе) и характеризуются низким отношением изотопов стронция – 0.703–0.706, что свидетельствует о раннемеловом (неокомовом) возрасте метаморфизма пород серии [11–

13]. Возраст гранитов крутогорского комплекса моложе 127 млн. лет, поскольку они прорывают породы колпаковской серии, но моложе пород шихтинской свиты.

Большинство определений возраста метаморфических пород Срединного массива К-Аг методом группируется вокруг 100 и 50–60 млн. лет

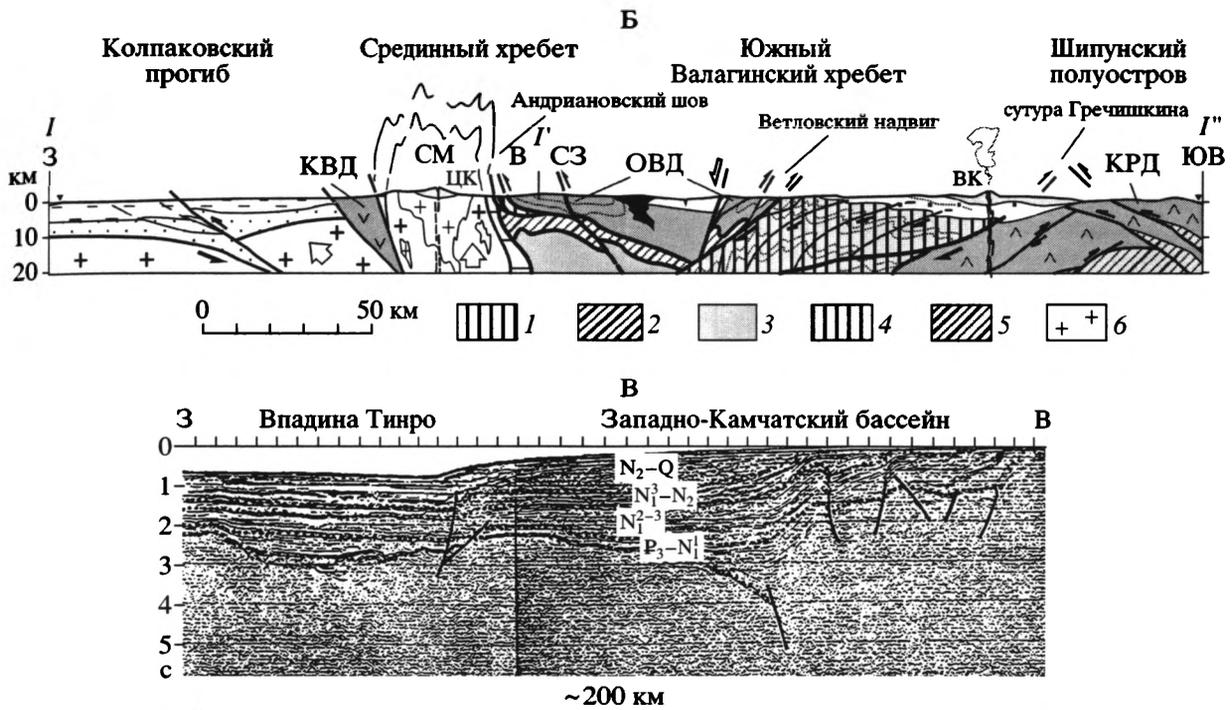


Рис. 2. А – тектоническая схема Южной Камчатки, по [21, 54]. Рамка показывает положение Ганальского метаморфического блока

1 – плиоцен-голоценовые вулканические породы; 2 – миоцен-голоценовые толщи Центрально-Камчатского прогиба и голоценовые аллювиальные отложения Западной Камчатки; 3–5 – комплексы осадочного чехла прогибов Западной Камчатки: 3 – неоген-четвертичные и 4 – палеогеновые терригенные толщи, 5 – палеоцен-эоценовые вулканыты черепановской свиты; 6–12 – комплексы фундамента Западной Камчатки: 6–8 – терригенные и флишиодные толщи верхнемеловых хозгонской (6) и пумшумской (7) свит и пумшумской (7) свит и нижне-верхнемеловой (досантонской) кихчикской (8) серии, 9 – средне-верхнеюрские–неокомовые образования Квахонской дуги (КВД), 10 – породы барабской свиты, 11 – метаморфические образования Малкинского террейна (МТ), 12 – метаморфические породы нижнего структурного яруса Срединного массива (СМ) (колпаковская и шихтинская свиты); 13–22 – комплексы Центральной и Восточной Камчатки: 13 – среднеэоцен-миоценовые осадочные и вулканокластические толщи Гюшевского прогиба и южной Камчатки, 14 – верхнепалеоцен-нижнеэоценовые флишиодные толщи тальниковской свиты, 15 – образования: а – кампан-датские Озерновско-Валагинской (ОВД) и б – палеогеновые Кроноцкой (КРД) дуг; 16, 17 – комплексы окраинного моря: 16 – кампан-маастрихтские породы ирунейской свиты, 17 – палеоцен-нижнеэоценовые породы ветловского комплекса; 18–20 – образования Ганальского метаморфического массива: 18 – фации филлитов (а) и хлорит-биотитовых сланцев (б), 19 – фации гранатовых амфиболитов (а) и гранулитов (б), 20 – габброидный интрузивный массив горы Юрчик (а), синкинематические интрузии габбро и плагιοгранитов (б); 21 – граниты миоценового возраста, 22 – позднепалеоцен-раннеэоценовые интрузии субшелочных гипербазитов (а) и габбро (б) вдоль Андриановского шва; 23 – надвиги (а), прочие разломы (б) и согласные стратиграфические контакты (в); 24 – линия профиля. РОБ – разлом р. Облуковина; вк – Восточно-Камчатский и цк – Центрально-Камчатский вулканические пояса

Б – интерпретационный профиль по линии I–I'–I'', по [21, 56]

I–I' – комплексы Ирунейского окраинного моря: 1 – кампан-маастрихтские породы ирунейской свиты, 2 – предполагаемые породы меловой океанической коры; 3 – предполагаемые мантийные породы преддугового литосферного блока; 4, 5 – комплексы Ветловского океанического бассейна: 4 – палеоцен-нижнеэоценовые породы ветловского комплекса, 5 – предполагаемые породы палеогеновой океанической коры; 6 – граниты. Прочие условные обозначения см. на рис. 2, А.

В – временной сейсмический разрез в юго-западной части Западно-Камчатского бассейна (шельфовая часть, район соединения с южным ограничением впадины Тинро, по [40]). Положение профиля см. на рис. 1

[43]. По анализам гранитоидов, прорывающих метаморфические породы, основной пик определений падает на 50–60 и около 100 млн. лет. Эти данные могут характеризовать два наиболее молодых крупных термальных события, с которыми связан метаморфизм пород Срединного массива.

Первые Sm-Nd изотопные определения возраста гранат-биотитовых плаггиогнейсов колпаков-

ской серии Срединного массива позволяют считать время формирования протолита пород колпаковской серии как близкое к 950 млн. лет или древнее [25], что позволяет этим авторам прийти к выводу о том, что блоки сиалической коры существовали уже в протерозойское время.

Последние данные о возрасте метаморфических пород Срединного массива получены в ре-

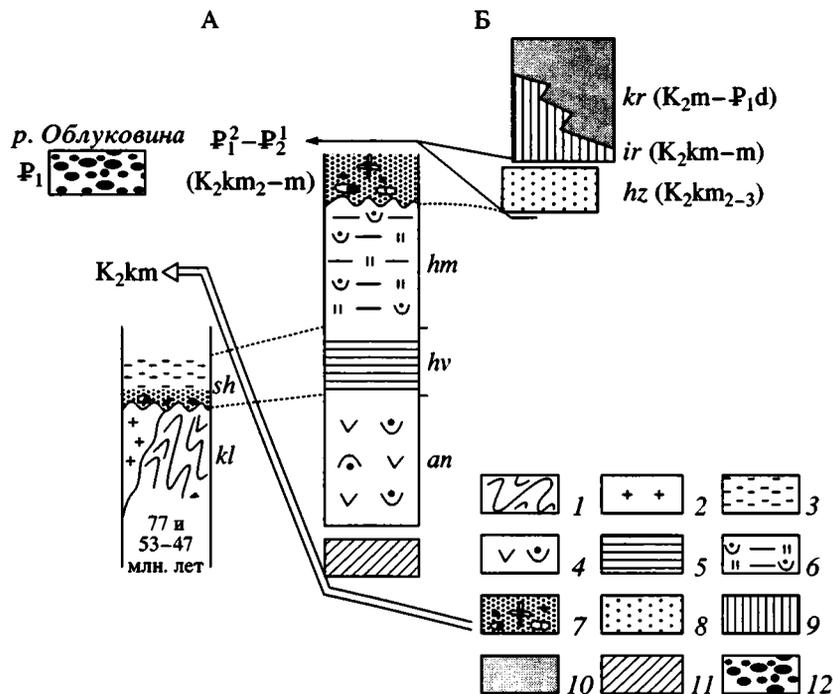


Рис. 3. Схема корреляции разрезов основных комплексов осевой части Срединного массива (А) и его восточного обрамления (Б), по [31] с изменениями

Возраст метаморфизма в породах колпаковской свиты указан на основании датировок цирконов (U-Pb), по [51].

1–3 – образования относительного автохтона: 1 – метapelиты колпаковской серии (*kl*), 2 – граниты крутогоровского комплекса, 3 – терригенные толщи (черные сланцы) шихтинской (*sh*) свиты. 4–6 – метаморфизованные островодужные образования Малкинского террейна (аллохтон 1): 4 – эффузивно-пирокластические и туфогенные толщи андриановской свиты (*an*), 5 – терригенные толщи (черные сланцы) хейванской (*hv*) свиты, 6 – терригенно-кремнисто-туфогенные толщи химкинской (*hm*) свиты; 7 – конгломераты барабской свиты с остатками кампан-маастрихтской флоры; 8–10 – комплексы Ирунейского покрова (аллохтон 2): 8 – терригенные толщи хозгонской свиты (*hz*), 9 – кремнисто-туфогенные и кремнистые толщи ирунейской (*ir*) свиты (Ирунейский океанический бассейн), 10 – вулканогенные толщи кирганикской (*kr*) свиты (южный сегмент Озерновско-Валагинской дуги); 11 – метагипербазиты, 12 – конгломераты р. Облуковина

зультате U-Pb (SHRIMP-RG) датирования цирконов из пород колпаковской серии [51]. Согласно данным этих авторов, в пробах гнейсов колпаковской серии, взятых на участках в южной и северной части массива, расположенных на расстоянии около 150 км один от другого, присутствуют цирконы широкого возрастного диапазона. Выделены цирконы, которые имеют докембрийские и фанерозойские обломочные ядра с возрастом 2.8–2.5, 1.7–2.1; ~1 млрд. лет, 460–175, 150–120, 96–75 млн. лет с максимумом 77 ± 2 млн. лет. Большая часть более древних обломочных ядер цирконов имеет оторочки с возрастом 77 млн. лет, что свидетельствует о региональном метаморфическом событии в кампане. Из этих же проб гнейсов выделены незональные метаморфические цирконы с возрастом 47–53 млн. лет.

Формирование раннеэоценовых цирконов в гнейсах колпаковской свиты совпадает по времени с датировками ретроградного этапа метаморфизма пород колпаковской серии [12] и амфиболитов малкинской серии (48–50 млн. лет, Rb-Sr) [6].

Цирконы с возрастом 2049 ± 33 млн. лет и 53.8 ± 5.8 млн. лет получены также из пород шихтинской свиты [53]. Авторами [53] сделано предположение о том, что накопление пород шихтинской свиты происходило 105 или даже 55 млн. лет назад, т.е. в раннем эоцене, одновременно с накоплением верхнемелового укэлятского флиша. Этому, однако, противоречат геологические данные о том, что деформация и метаморфизм пород шихтинской свиты и их тектоническое совмещение с породами малкинской свиты могли произойти в до- или раннекампанское время (см. рис. 3).

Рассмотренные выше данные позволяют заключить, что породы колпаковской серии Срединного массива уже представляли собой образования континентальной коры в конце мелового периода и подверглись региональному термальному событию в раннем эоцене. Проявление этого события совпадает по времени с этапом тектонического совмещения комплексов Срединного массива и комплексов Ирунейского покрова южного сегмента Озерновско-Валагинской дуги [57].

ОСАДОЧНЫЙ ЧЕХОЛ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОЙ КАМЧАТКИ

В строении осадочного чехла южной части Западной Камчатки с юга на север выделяются несколько прогибов: Гольгинский, Кольский, Охотско-Колпаковский (или Колпаковский) и Ичинский прогибы (см. рис. 2, А). Прогибы раскрываются в сторону побережья Охотского моря и далее продолжаются на акватории. Сейсмические материалы, полученные в Прикамчатской области Охотского моря, позволяют выделять здесь пять сейсмо-стратиграфических комплексов кайнозойских отложений [40]. Нижний, палеоцен-эоценовый, комплекс залегает на верхнемеловых породах фундамента с угловым несогласием и слагает отдельные грабены в южной части Прикамчатского поднятия. Мощность палеоцен-эоценового комплекса варьирует от 0.2 до 1.2 км. В основании Камчатского склона, в фундаменте, по данным сейсмопрофилирования, установлен надвиг западной вергентности (см. рис. 2, В).

Строение прогибов Западной Камчатки хорошо изучено благодаря активным поисковым и разведывательным работам на нефть и газ в Охотско-Камчатском нефтегазоносном бассейне [1, 10, 28]. В свете настоящего исследования интерес представляет Колпаковский прогиб, ограничивающий выступ Срединного метаморфического массива с запада (см. рис. 2, А).

Колпаковский прогиб расположен в южной части Охотско-Камчатского нефтегазоносного бассейна, включающего в себя шельфовую часть Охотского моря и примыкающую территорию п-ова Камчатка. Сухопутная часть Колпаковского прогиба занимает прибрежную заболоченную низменность, простирающуюся вдоль берега на расстояние 170 км при ширине 60 км. На севере по региональному разлому он сочленяется с Ичинским прогибом, на юге ограничен Соболевским меловым выступом, восточным его обрамлением служит горный массив Срединного хребта (см. рис. 2).

Фундамент Колпаковского прогиба сложен верхнемеловыми метаморфизованными песчаниками и аргиллитами кихчикской серии мелового (досантонского) возраста [28]. Образования кихчикской серии вскрыты скважинами в наиболее поднятых блоках (Таучская, Соболевская, Нижне-Квакчикская, Средне-Кунжикская, Северо-Колпаковская площади) и представлены чередующимися аргиллитами, алевролитами, песчаниками. Породы темно-серые до черных, крепкие, сильно перемятые, с зеркалами скольжения, осложнены многочисленными разрывными нарушениями различной амплитуды.

Осадочный чехол прогиба представлен вулканогенно-осадочными образованиями кайнозойского возраста, несогласно залегающими на метаморфизованных и дислоцированных меловых отложениях. В южном направлении происходит постепен-

ное выклинивание нижних палеогеновых горизонтов чехла [28]. За южной границей бассейна, на Соболевском выступе, в основании чехла по данным структурного бурения находятся среднемиоценовые отложения (рис. 4, А). В целом осадочный чехол прогиба состоит, главным образом, из неогеновых и олигоценных образований. В прогибе установлена максимальная для Западной Камчатки мощность кайнозойских образований, превышающая 4 км [10].

Разрез осадочного чехла Колпаковского прогиба

Разрез палеогена Колпаковского прогиба характеризуется значительной изменчивостью мощности отложений (от сотен до нескольких тысяч метров), которая уменьшается к сводам меловых выступов за счет выклинивания нижних частей разреза. Верхнепалеоцен-нижнемиоценовые отложения, согласно данным изучения керна 18 скважин и анализа материалов ГИС [2], с размывом и угловым несогласием перекрывают верхнемеловые породы (см. рис. 4, А) и четко разделяются на пять литолого-фациальных комплексов (см. рис. 4, Б): пролювиально-аллювиальный – хулгунская свита, аллювиально-лагунный – напанская свита, прибрежно-морской (шельфовый) – снатольская свита, прибрежных равнин – ковачинская свита и удаленной от берега относительно глубоководной зоны прибрежного шельфа – кулуевенская и вивентекская свиты.

Отложения верхнего палеоцена (аналог *хулгунской свиты*) распространены на склонах Соболевского выступа, где в скв. Северо-Колпаковская-1 установлена максимальная мощность свиты – 350 м (см. рис. 4, Б). Нижняя часть свиты [2] представлена мощными несортированными грубообломочными конгломерато-брекчиями, сложенными обломками песчаников, гравийно-песчаным и глинисто-кремнистым материалом. Выше обломочный материал отличается хорошей окатанностью. В верхней части разреза среди конгломератов с окатанной галькой присутствуют прослойки мелких валунов, гравия, включения единичных слабоокатанных обломков глинистых сланцев. Севернее, в скв. Северо-Колпаковская-2, мощность хулгунской свиты сокращается до 15 м. Она представлена переслаиванием алевролитов с обугленным растительным детритом и глинистых песчаников с гравием и мелкой галькой, конгломератов с галькой различной степени окатанности.

Верхнепалеоцен-нижнеэоценовая толща, выделяемая в *напанскую свиту*, имеет локальное распространение на юге Колпаковского прогиба (см. рис. 4, Б) и вскрывается скважинами на Северо-Колпаковской и Нижне-Квакчинской площадях [2]. Мощность напанской свиты колеблется от 0 до 50 м, достигая максимума в районе сква-

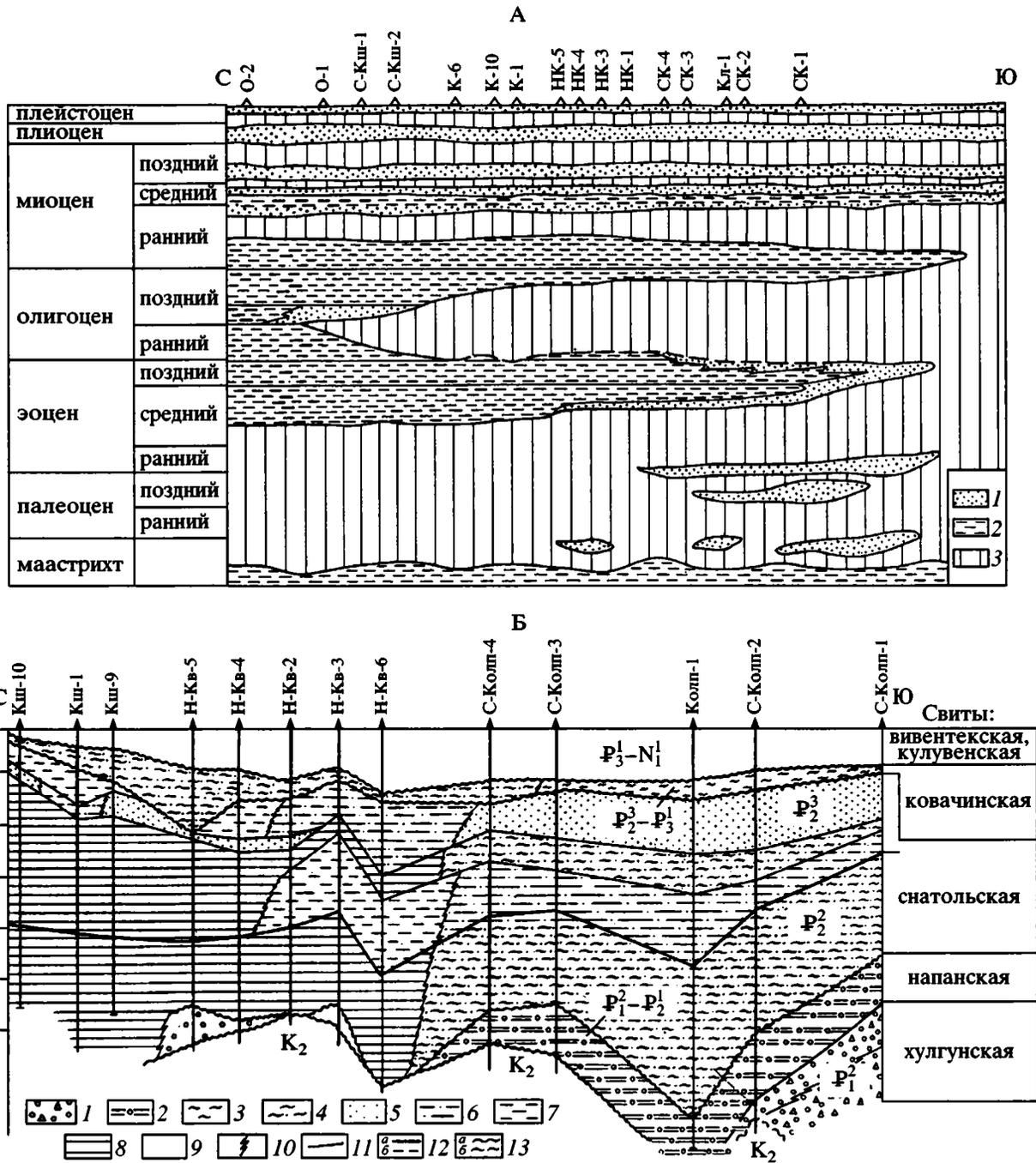


Рис. 4. А – хроностратиграфическая схема по линии Соболевский выступ – Охотская площадь в Колпаковском прогибе, по [4]

1 – прибрежноморские и 2 – морские осадки; 3 – отсутствие осадков. Скважины: О – Охотская 1 и 2, С-Кш – Северо-Кшукская 1 и 2, К – Кшукская 1, 6 и 10, НК – Нижне-Квачинская 1, 3, 4 и 5, СК – Северо-Колпаковская 1–4, Кл – Колпаковская. Положение скважин см. на рис. 5.

Б – Литолого-фациальная корреляция верхнепалеоцен-нижнеолигоценовых отложений юга Колпаковского прогиба, по [2]

1–9 – фации: 1 – пролювиально-аллювиальные, 2 – аллювиально-лагунные, 3 – прибрежных равнин, 4 – мелководноморские, 5 – береговых валов и дюн, 6–9 – шельфовые приливно-отливные: 6 – верхней, 7 – средней и 8 – нижней частей шельфа, 9 – относительно глубоководные, неразделенные; 10–13 – границы: 10 – фациального замещения, 11 – фациальные, 12 – литолого-стратиграфические: а – достоверные, б – предполагаемые, 13 – размывов: а – достоверные, б – предполагаемые; названия скважин и их номера: Кш – Кшукская, Н-Кв – Нижне-Квачинская, Колп – Колпаковская, С-Колп – Северо-Колпаковская. Положение скважин см. на рис. 5.

жины Колпаковская-1 (149 м). Напанская свита представлена ритмичным чередованием песчаников (мощностью до 15 м) и аргиллитов (мощностью 8–17 м). В основании песчаных слоев почти повсеместно отмечаются линзы и прослой крупногалечных конгломератов мощностью 0.4 м. Песчаники средне-, мелкозернистые, хорошо отсортированные, с рассеянной мелкой галькой и гравием, включениями растительного детрита и кремневыми остатками фауны.

Средне-верхнеэоценовая трансгрессивная морская толща, являющаяся возрастным аналогом *снатольской свиты* (см. рис. 4, А, Б), залегает с размывом на континентальных отложениях с базальным горизонтом крупнообломочного песчаника с хорошо окатанными зернами (Нижне-Квакчинская-2, -4) [2]. В составе отложений нижней части свиты преобладают глинистые песчаники и алевролиты (Нижне-Квакчинская-3). В более мелководных фациях свиты встречаются линзы и прослой песчаников мощностью до 7–18 м, увеличивается количество включений растительного и раковинного детрита (Северо-Колпаковская-3). Верхняя часть *снатольской свиты*, сопоставляемая с верхним эоценом, сложена прибрежно-морскими песчаниками. Характерны прослой конгломератов в основании нового трансгрессивного цикла и преимущественно глинистый состав отложений верхней части свиты (Северо-Колпаковская-1, -3).

Отложения *ковачинской свиты* позднеэоцен-раннеолигоценового возраста широко распространены на севере Колпаковского прогиба, где отмечается согласное взаимоотношение *ковачинской* и *снатольской свит* [2]. На юге прогиба в его краевой зоне отмечаются следы наземного перерыва и углового несогласия между осадками этих свит (см. рис. 4, Б). Свита представлена неравномерным переслаиванием темно-серых глинистых песчаников, плохо сортированных, с мелкой галькой, светло-серых пористых песчаников и аргиллитов (Северо-Колпаковская-4, -3). Глинистая толща в основании *ковачинской свиты* состоит из смешанных, плохо сортированных терригенных пород. В ее основании встречается большое количество гравийно-галечного материала (Кшукская-10), щебня (Кшукская-9), как рассеянного в породе, так и в виде прослоев, включающих обломки терригенных, кремнистых и эффузивных пород (Северо-Колпаковская-1). В разрезе отмечаются прослой глинистых известняков мощностью до 0.3 м (Нижне-Квакчинская-5), гнездовидные скопления белого кальцита (Колпаковская-1), остатки ископаемой фауны (Нижне-Квакчинская-4). Верхняя часть *ковачинской свиты* характеризуется слоистым строением преимущественно гравитационного типа.

Мощность *ковачинской свиты* в районе Кшукского и Нижне-Квакчинского месторождений изменяется от 10 до 60 м, а на юге не превышает

20 м. Из разреза *ковачинской свиты* на юге Колпаковского прогиба выпадают олигоценовые отложения, и слои с миоценовой микрофауной налегают здесь с резким стратиграфическим несогласием на песчаники эоцена [4].

Как в разрезе, так и в плане в пределах Колпаковского прогиба преобладают **неогеновые** отложения [10]. Нижняя часть миоцена (*воямпольская серия*), сформировавшаяся в глубоководных условиях, сложена преимущественно аргиллитами кулуевской и вивинтекской свит (см. рис. 4, А). Продуктивные песчаники и конгломераты приурочены к поверхности несогласия между неогеновой и палеогеновой системами [18]. Образования плиоцена, а также верхнего и среднего миоцена, объединяемые в *каванскую серию*, представлены вулканогенно-осадочной молассой дельтового и прибрежно-морского генезиса. Мощность неогена достаточно выдержана по площади, в наиболее погруженных частях превышает 3000 м.

Палеогеография палеоцен-эоценового этапа в Колпаковском прогибе

Верхнепалеоцен-нижнеолигоценовая часть разреза осадочной толщи Колпаковского прогиба сформировалась на складчатом меловом фундаменте [2]. К началу формирования осадочного выполнения южная часть Колпаковского прогиба представляла собой предгорную холмистую равнину, ограниченную с востока Срединно-Камчатским и с юга – Соболевским выступами фундамента. Установленное локальное распространение мощных несоортированных грубообломочных отложений в отложениях хулгунской свиты на склонах Соболевского выступа (см. рис. 4, А, Б) может быть связано с образованием у его подножия конусов выноса. Это свидетельствует об активности денудационных процессов и резкой выработанности палеорельефа [2].

В конце хулгунского (позднепалеоценового) времени при поступлении морских вод в пределы Колпаковского прогиба наблюдается морская переработка верхней части аллювиально-пролювиальных отложений (см. рис. 4, А, Б). Ритмичное строение разреза *напанской свиты* и вещественный состав слагающих свиту отложений характерны для аллювиально-лагунных образований, выполняющих палеорельеф западного склона Срединно-Камчатского массива [2].

Нижняя часть *снатольской свиты* сформировалась в относительно спокойной обстановке открытого шельфа, более глубоководного на севере и мелководного на юге (см. рис. 4, А) [2]. Особенности разреза верхней части *снатольской свиты*: высокая песчаность, характерные текстуры и структуры пород и их вещественный состав – свидетельствуют о повышенной тектонической и гидродинамической активности района [2].

Накопление достаточно мощных песчаных горизонтов (до 50–70 м) в прибрежно-морской части позднеэоценового бассейна происходило, возможно, при одновременном поступлении обломочного материала как с суши – более грубого, так и с моря – мелко-тонкообломочного, принесимого морскими вдольбереговыми течениями (рис. 5). Источниками сноса мелкообломочного материала, вероятно, являлись приподнятые участки рельефа дна морского бассейна, размываемые течениями. Накопление песчаных валов происходило вдоль береговой зоны, где связь с морем была непостоянна. Смена морских обстановок с различным гидродинамическим режимом совпадает в структурном плане с поднятиями в рельефе дна бассейна. На Северо-Колпаковском и Нижне-Квакчинском месторождениях поднятия развиваются унаследованно и отражают приподнятую поверхность в рельефе фундамента (см. рис. 4, Б, 5). Нарастание мощности береговых песчаников и сохранение их от дальнейшего размыва происходило при постепенном сокращении морского бассейна. Стабильный морской режим в позднеэоценовом бассейне существовал только на севере Колпаковского прогиба [2].

В конце позднеэоценового времени в районе произошла смена условий осадконакопления [2]. В глинистом разрезе ковачинской свиты выше кровли песчаников снатольской свиты появляются “плавающие” гальки, увеличивается кремнистость пород. Поступление терригенного материала ковачинской свиты происходило за счет мощных потоков талых вод с образованием эрозионных врезов, как в районе скважины Нижне-Квакчинская-5 (см. рис. 4, Б).

Структура осадочного чехла Колпаковского прогиба

Структурный план Колпаковского прогиба формируют горст-антиклинальные зоны изометричной формы, разделенные опущенными грабен-синклиналями (рис. 6, А) [23]. Выделяются две зоны антиклинальных складок: Кунжикская и Кшукская. Кунжикская зона расположена в северо-восточной части бассейна. На северо-востоке она ограничена Крутогоровским региональным разломом, на юго-западе – Кунжикским разломом, по которому она приподнята относительно Кшукской зоны (см. рис. 6, Б). Квакчинская, Кунжикская, Соболевская горст-антиклинальные зоны морфологически связаны с приподнятыми блоками мелового основания. Рельеф фундамента сильно расчленен, представляет собой систему блоковых сооружений с амплитудой вертикальных смещений от сотен до первых тысяч метров. В пределах антиклинальных зон выявлены локальные выступы фундамента, приподнятые по надвигам западной вергентности. В осадочном чехле к выступам фундамента приурочены бра-

хиантиклинальные структуры, перспективные для обнаружения залежей углеводородов (см. рис. 6, Б) [9, 18].

Интенсивность складчатости и дизъюнктивных нарушений в чехле Колпаковского бассейна возрастают сверху вниз по разрезу. Практически каждый из выделенных стратиграфических комплексов имеет свой, отличный от другого план тектонического строения. Кавранская и воямпольская серии неогена разделены поверхностью углового, а местами и стратиграфического несогласия и представляют собой два структурных подэтажа. Верхний, кавранский, характеризуется пологими углами залегания пород, нечетко выраженной морфологией и малой амплитудой локальных структур с общим подъемом на восток и юг. Воямпольский структурный этаж отличается большей контрастностью и амплитудой локальных поднятий, которые в значительной степени нарушены разрывной тектоникой. Ряд тектонических нарушений, секущих, по данным сейсмо-разведки МОГТ, воямпольские образования, в кавранских отложениях не прослеживаются. Над этими нарушениями в кавранских отложениях иногда образуются надразломные складки [28].

Тектонический характер восточного обрамления Колпаковского прогиба убедительно отразился на временных разрезах по профилям, пересекающим восточный борт прогиба [9]. Доказано наличие крупного надвига, по которому горные сооружения Срединного хребта надвинуты на восточный борт Колпаковского прогиба, в сторону которого осадочный комплекс погружается на глубины более 3000 м, а не выклинивается (см. рис. 6, Б) [18]. Вдоль надвига зафиксированы крупные контрастные антиклинальные структуры. На основании анализа сейсмопрофилей делается вывод, что в образованиях кайнозойских свит на разных глубинах выделяются надвинутые одна на другую тектонические чешуи, которые имеют амплитуду от 500 до 800 м [9].

Итак, как показали литолого-фациальные исследования на примере Колпаковского прогиба [2], поднятия в рельефе дна раннепалеогенового бассейна развивались унаследованно, отражая приподнятую поверхность в рельефе фундамента, и контролировали распределение фаций в бассейне в позднепалеоцен-эоценовое время. Структурные формы чехла западной части южной Камчатки наследуют выступы докайнозойского фундамента, которые представляют блоки, приподнятые по надвигам западной вергентности. Формирование блоково-надвиговой структуры фундамента прогиба в позднем палеоцене-раннем эоцене маркируется накоплением образований конусов выноса в их подножии и совпадает по времени с этапом тектонического совмещения структур Западной Камчатки и южного сегмента Озерновско-Валагинской дуги.

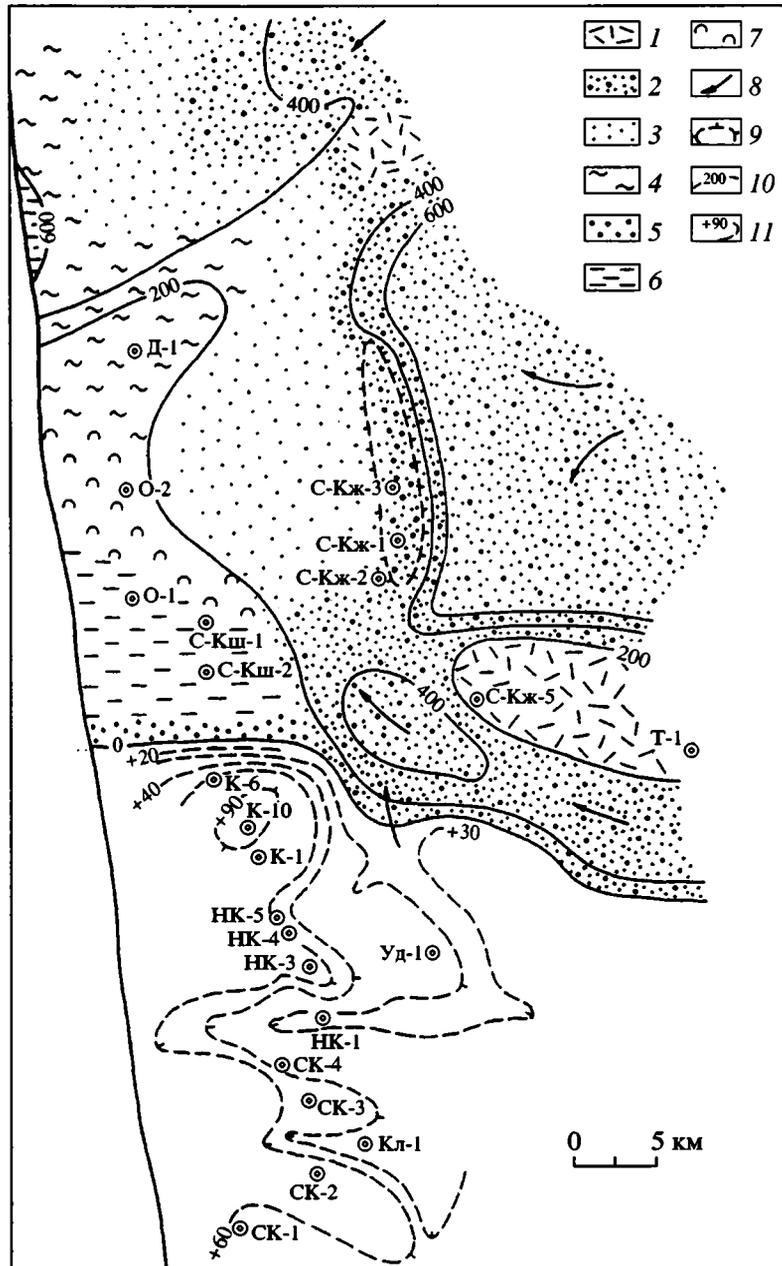


Рис. 5. Схема литолого-фацциальной зональности на раннеолигоценовом (утлококском) этапе развития Колпаковско-го прогиба, по [4]

1-7 – фацциальные комплексы отложений: 1 – аллювиально-пролювиальные, 2 – аллювиально-дельтовые, 3 – аван-дельтовые, 4 – продельтовые, 5 – прибрежно-пляжевые, 6 – прибрежно-депресссионные, 7 – барово-отмельные; 8 – ос-новные направления переноса обломочного материала; 9 – структуры конседиментационного развития (надразлом-ные); 10 – изолинии мощности, м; 11 – денудационная наклонная равнина и изогипсы эрозийного палеорельефа по-верхности верхнеэоценовых отложений, м. Буквенные обозначения: Уд – Удачная, Д – Дорожная, С-Кж – Северо-Кунжикская скважины. Прочие обозначения см. на рис. 4, А. Положение карты см. на рис. 6, А

ОЗЕРНОВСКО-ВАЛАГИНСКАЯ ОСТРОВНАЯ ДУГА (ЮЖНЫЙ СЕГМЕНТ)

В южной части Камчатки структуры Озерновско-Валагинской дуги вскрываются на восточных склонах Срединного хребта и в южной части Валагинского хребта, поднятия которых разделены

Центрально-Камчатским грабеном шириной не более 20 км (см. рис. 2, А).

На восточных склонах южной части Срединного хребта вскрыты толщи ирунейской (сантон-маастрихт) и кирганикской (маастрихт-даний) свит, надвинутые на запад на образования Сре-

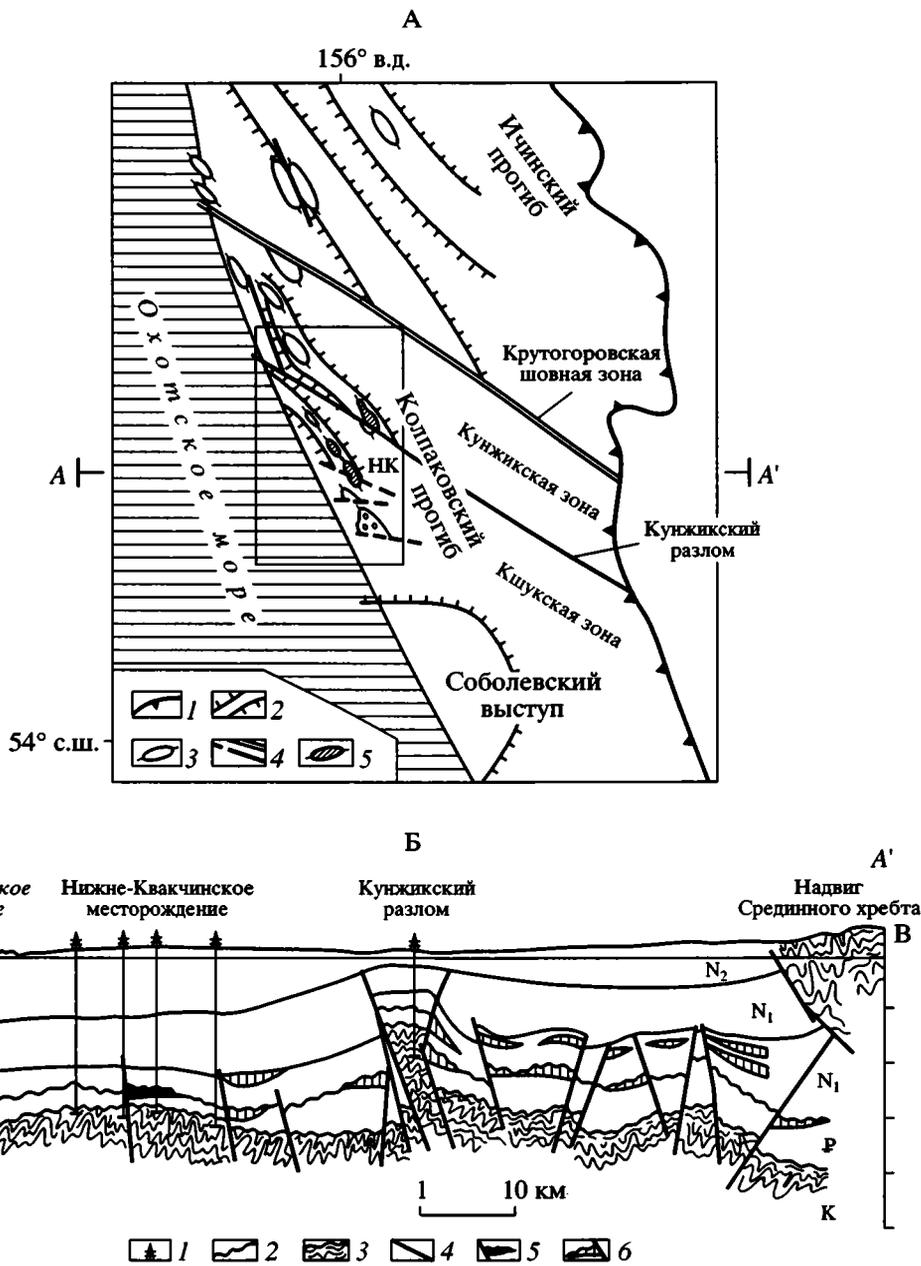


Рис. 6. А – схема расположения основных структурных элементов чехла Колпаковского прогиба, по [23], с добавлениями автора

1 – граница Охотско-Камчатского бассейна; 2 – антиклинальные зоны; 3 – локальные поднятия; 4 – разломы; 5 – газовые и газоконденсатные месторождения. НК – Нижне-Квакчинское газоконденсатное месторождение. Линия AA' показывает положение профиля рис. 6, Б.

Рамка показывает положение рис. 5.

Б – Поперечный разрез Колпаковского прогиба, по [18]

1 – пробуренные скважины; 2 – поверхность несогласия; 3 – метаморфизованные породы фундамента; 4 – тектонические нарушения; 5 – залежи газоконденсата; 6 – прогнозируемые залежи.

динного метаморфического массива (см. рис. 3). Толщи кирганикской свиты сложены вулканогенными образованиями южного сегмента Озерновско-Валагинской дуги, а толщи ирунейской свиты – кремнистыми и вулканотерригенными породами Ирунейского окраинного моря и дистальных островодужных фаций [15, 19, 20].

Характер контакта между породами Срединного массива и верхнемеловыми островодужными комплексами на востоке массива меняется вдоль его простирания (см. рис. 2, А). К северу от главного выступа массива, в междуречье рек Ича и Облуковина, верхнемеловые островодужные комплексы слагают Ирунейский покров, ограни-

ченный во фронтальной зоне пологими надвигами [15]. Породы дуги смяты в крупные запрокинутые складки западной вергентности. В основании Ирунейского покрова выделяется пластина терригенных флишоидных образований хозгонской свиты (кампан), в составе которой преобладают ритмично-слоистые кварц-полевошпатовые песчаники и аргиллиты с прослоями гравелистых конгломератов.

Южнее, вдоль простирания выступа Срединного массива, верхнемеловые островодужные комплексы и метаморфические образования разделены узкой субвертикальной шовной зоной – Андриановским швом (см. рис. 2, А, Б). К востоку от шва комплексы ирунейской и кирганикской свиты смяты в складки, осложненные крутыми надвигами, образуя чешуйчато-надвиговую структуру юго-восточной вергентности [19]. Деформированные маастрихт-датские образования кирганикской свиты с угловым несогласием перекрыты среднеэоценовыми терригенными отложениями [45], что позволяет заключить, что становление Ирунейского покрова на восточных склонах Срединного хребта происходило в позднем палеоцене – раннем эоцене.

Вдоль сутурного шва как в породах Срединного метаморфического массива, так и в комплексах Ирунейского покрова локализованы пироксеновые, дунитовые и габбро-сиенитовые субщелочные массивы [37]. Эти массивы датированы (K/Ar) по биотиту 52 ± 3 , 55 ± 3 , 53 ± 1 млн. лет, а по валовому составу – 56 ± 4 млн. лет [45], что соответствует самому концу палеоцена – раннему эоцену и совпадает по времени с этапом тектонического совмещения комплексов Ирунейского покрова и Срединного массива.

В южной части Валагинского хребта вскрыта структура восточного края Озерновско-Валагинской дуги (см. рис. 2, А, Б). Комплексы дуги представлены вулканогенно-осадочными островодужными образованиями валагинской серии (кампан-ранний палеоцен), согласно перекрытыми терригенными флишоидными кварц-полевошпатовыми породами тальниковской свиты (поздний палеоцен – ранний эоцен) [3, 22]. Согласно стратиграфический переход от вулканогенных грубообломочных пород к тонкослоистым флишоидным отложениям кварц-полевошпатового состава отражает резкую смену обстановок седиментации, связанную с этапом прекращения вулканизма в дуге, резкого опускания структур дуги и начала седиментации терригенного материала континентального происхождения дистальными мутьевыми потоками.

Песчаники тальниковской свиты по составу обломков соответствуют в основном кварц-полевошпатовым и полевошпат-кварцевым грауваккам с содержанием кварца 20–35%, обломков полевых шпатов 20–35%, обломков пород 35–50% [47]. Среди обломков пород присутствуют как

эффузивы, так и осадочные породы. Реже встречаются обломки метаморфических пород: кварцево-сланцевых сланцев и слюдяных кварцитов. Состав тяжелой фракции песчаников тальниковской свиты характеризуется очень низким содержанием минералов из группы пироксена и высоким содержанием минералов метаморфической группы, в первую очередь граната [47].

Песчаники тальниковской свиты (поздний палеоцен – ранний эоцен) по компонентному составу обломков сходны с песчаниками лесновской серии (верхний мел – средний эоцен), но по составу тяжелой фракции породы тальниковской свиты резко отличаются от песчаников лесновской серии гораздо более высоким содержанием минералов метаморфической группы [47]. Эти различия во флишоидных толщах с общим временным диапазоном седиментации в позднепалеоцен-раннеэоценовое время, скорее всего, подчеркивают отличия в источниках сноса. В накоплении пород тальниковской свиты участвовал источник метаморфического состава, который не проявлен в песчаниках лесновской серии. Учитывая структурное положение этих терригенных толщ, можно предположить, что в накоплении тальниковской свиты, возможно, участвовали породы Срединного массива.

Песчаники тальниковской свиты (поздний палеоцен – ранний эоцен) отличаются от песчаников терригенной пачки в верхней части кирганикской свиты (маастрихт-даний). В составе последних содержатся практически только литические вулканомиктовые обломки [47], и в тяжелой фракции преобладают минералы группы пироксена. Различия в составе песчаников этих толщ подчеркивают смену источника седиментации в области дуги: в маастрихте-дании доминировал местный источник, а в позднепалеоцен-раннеэоценовое время – метаморфический кварц-полевошпатовый.

Островодужные образования валагинской серии и тальниковской свиты смяты совместно в складки и надвинуты вдоль Ветловского надвига на восток, на образования ветловского комплекса палеоцен-раннеэоценового возраста (см. рис. 2, Б). Тектонически совмещенные деформированные комплексы и тектонический меланж вдоль зоны Ветловского надвига со структурным несогласием перекрываются туфоаргиллито-песчаниковой толщей среднего эоцена [3], что позволяет датировать деформации в восточной части дуги концом раннего эоцена.

МОДЕЛЬ АККРЕЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ В ПРОЦЕССЕ КОЛЛИЗИИ ДУГА – КОНТИНЕНТ

Озерновско-Валагинская дуга приблизилась к окраине Азии в конце раннего палеоцена [17, 48, 59, 63]. Континентальная окраина имела неоднородную структуру фундамента и включала кон-

тинентальные блоки и аккрецированные фрагменты островодужных систем Квахонской дуги и Малкинского островодужного террейна (рис. 7, а). В пределах окраины, имевшей высокое стояние, происходило локальное накопление разрозненных молассовых толщ за счет размыва пород фундамента, а в основании континентального склона накапливались флишоидные толщ. При приближении структур Озерновско-Валагинской дуги к окраине во фронте надвигающейся плиты происходило сдирание континентальных флишоидных толщ с образованием фронтальной аккреционной призмы.

Экспериментами физического моделирования установлено, что при процессе коллизии дуга-континент в условиях поддвига континентальной окраины с пониженными прочностными свойствами первые деформации происходят в структуре континентальной окраины. Структура окраины испытывает деформации, происходит тектоническое расслоение континентальной коры вдоль пологих надвигов, обращенных в сторону континента, по которым происходит срыв блоков коры с мантийного основания и их аккреция во фронтальной части надвигающейся плиты (рис. 8, а).

Эти результаты могут быть сопоставлены с геологическими данными о структуре фундамента Западной Камчатки. Установлено, что территория Колпаковского прогиба к началу формирования осадочного выполнения в позднем палеоцене представляла собой предгорную холмистую равнину, ограниченную с востока Срединно-Камчатским и с юга – Соболевским выступами фундамента, в основании которых локально накапливались пролювиально-аллювиальные отложения в виде конусов выноса (хулгунская свита). Распределение фаций в прогибе свидетельствует, что для позднего палеоцена – раннего эоцена характерна активность денудационных процессов и резкая выраженность палеорельефа. Выступы фундамента, ограниченные надвигами западной вергентности, контролировали осадконакопление в Колпаковском прогибе с позднего палеоцена.

Формирование в позднем палеоцене в структуре Колпаковского прогиба выступов фундамента по надвигам западной вергентности можно объяснить тем, что при подвиге неоднородной континентальной окраины произошло тектоническое расслаивание коры в структуре окраины и блоки континентальной коры были сорваны с мантийного основания по надвигам с вергентностью в сторону континента (см. рис. 7, б).

Экспериментами физического моделирования установлено, что по мере того, как легкая континентальная кора материковой окраины входит в зону субдукции, подвиг плиты замедляется или временно прекращается, в надвигающейся плите происходит резкое увеличение сжимающих напряжений. Деформации локализуются в наиболее ослабленной части надвигающейся плиты – в

области дуги, где происходит последующее разрушение плиты. Один из возможных сценариев заключается в том, что разрушение плиты инициирует подвиг преддугового блока под дугу, которая испытывает быстрое некомпенсированное погружение. Фронтальные части преддугового блока, напротив, испытывают некомпенсированное воздымание (см. рис. 7, б).

На Камчатке в середине палеоцена вулканизм в Озерновско-Валагинской дуге прекращается, структуры дуги опускаются, и в области дуги происходит быстрое накопление континентальных флишоидных толщ (тальниковская свита) (см. рис. 7, б). Хаотические горизонты в нижней части разреза тальниковской свиты маркируют нестабильные условия осадконакопления на ранних стадиях погружения дуги. Петрографический состав флишоидных толщ тальниковской свиты, перекрывающих дугу, сходен с составом верхнемеловых флишоидных толщ хозгонской свиты, расположенных во фронте покровов дуги. Предполагается, что накопление толщ тальниковской свиты происходило в области некомпенсированного проседания дуги в результате эрозии и перетолжения верхнемеловых толщ хозгонской свиты. Породы хозгонской свиты формировали фронтальную аккреционную призму, испытывавшую вместе с преддуговым блоком воздымание вследствие поддвига континентальной окраины (см. рис. 7, б).

Согласно данным физического моделирования, субдукция преддугового блока под дугу приводит к его полному исчезновению в зоне субдукции, деформации и обдукции дуги на континентальную окраину. Структуры коры окраины испытывают дальнейшее усложнение. Фронтальные блоки континентальной коры, сорванные с мантийного основания, выжимаются на поверхность. Процесс эксгумации блоков ускоряется эрозией на поверхности (см. рис. 8, б).

На Камчатке в конце палеоцена-раннем эоцене структуры Озерновско-Валагинской дуги шарьются на структуры континентальной окраины по Ирунейскому надвигу. В Срединном метаморфическом массиве в гнейсах колпаковской серии формируются метаморфические цирконы с возрастом 47–53 млн. лет (U-Pb, SHRIMP-RG), а в амфиболитах малкинской свиты проявляется ретроградный метаморфизм, датированный 48–50 млн. лет (Rb-Sr). Эти данные являются признаками проявления метаморфического события в структуре Срединного массива в раннем эоцене-начале среднего эоцена. Формирование цирконов в гнейсах колпаковской серии Срединного массива в раннем эоцене могло быть инициировано процессами срыва и взаимного пододвигания блоков континентальной коры в структуре окраины в результате аккреции этих блоков во фронте надвигающихся структур Озерновско-Валагинской дуги (см. рис. 7, в) [57]. Эрозия и дальнейшее вы-

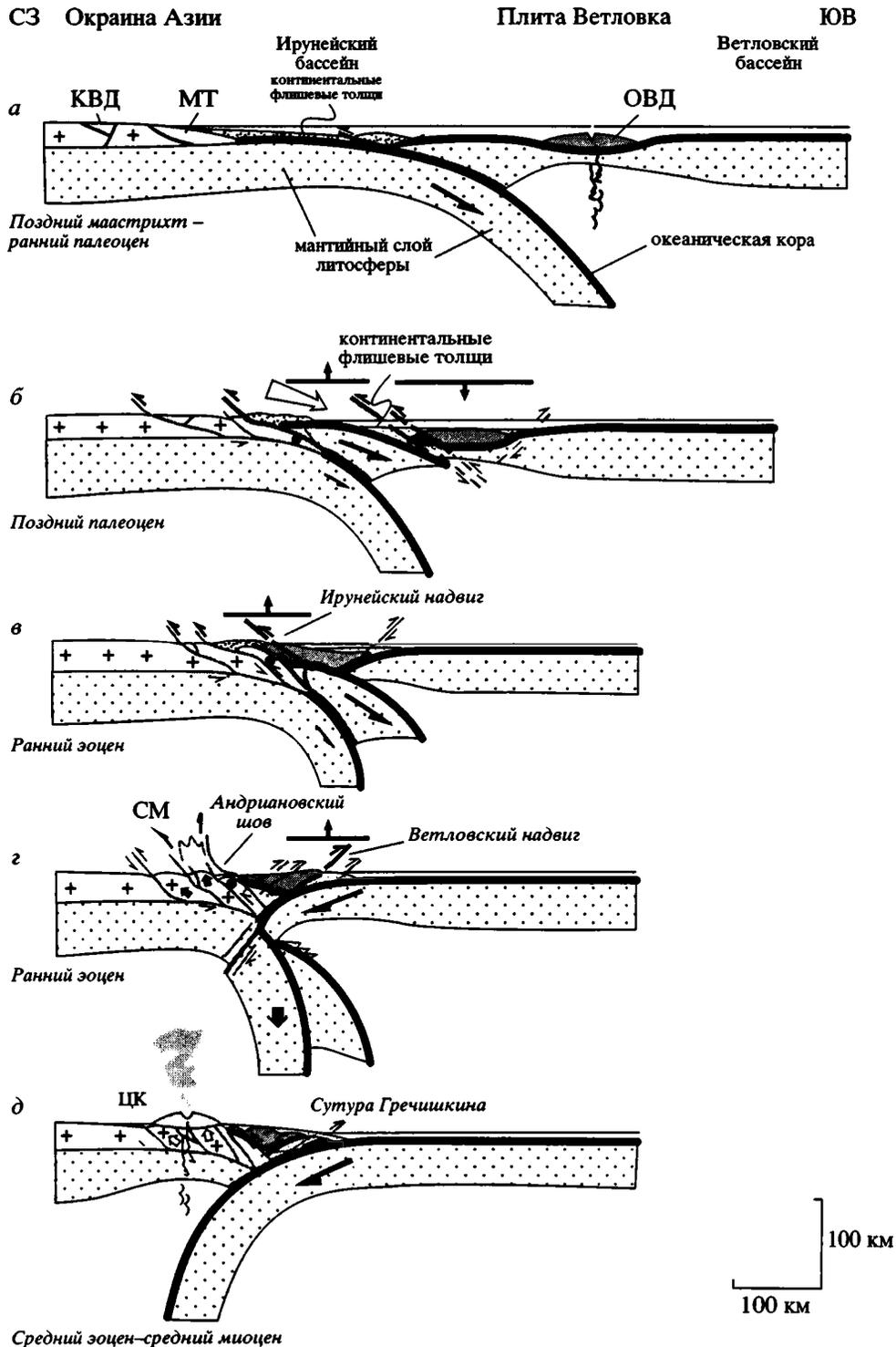


Рис. 7. Геодинамическая модель коллизии дуга–континент на Южной Камчатке, по [55]

Белая стрелка на профиле б показывает эрозию и перетложение континентальных турбидитов из растущей аккреционной призмы преддугового блока в области дуг, испытывающей проседание. Буквенные обозначения см. на рис. 2, А

жимание блоков континентальной коры привели к выведению ядра Срединного метаморфического массива и Малкинского террейна на поверхность (см. рис. 7, з).

Выведение метаморфических блоков фундамента окраины в область размыва подтверждается тем, что в составе тяжелой фракции пород тальниковской свиты позднепалеоцен-раннеэо-

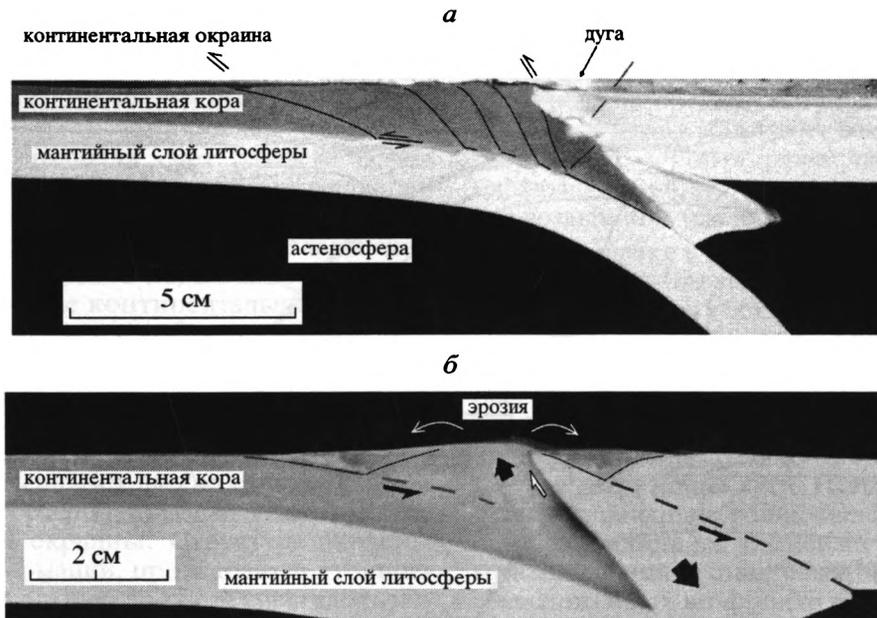


Рис. 8. Механизм аккреции континентальной коры в структуре окраины в процессе коллизии дуга–континент по результатам экспериментального физического моделирования, по [52, 56]: *a* – увеличение мощности коры в структуре окраины в результате срыва коровых блоков с мантийного основания и их аккреции во фронте надвигающейся плиты, фотография профиля конечной стадии деформации модели; *б* – срыв корового блока в структуре окраины и его эксгумация во фронте надвигающейся плиты, верхняя часть блока в ходе эксперимента подвергается эрозии, эродированный материал переотлагается в сопряженных бассейнах

ценового возраста фиксируется высокое содержание минералов метаморфической группы, что резко отличает их от песчаников лесновской серии северной Камчатки.

Выведение пород фундамента – Срединного метаморфического массива и его обрамления – в верхние части коры контролировалось разломами различной природы. Установлено, что вдоль западного края породы массива и его обрамления надвинуты на осадочные толщи Колпаковского прогиба в западном направлении. Выдвижение Срединного выступа, как и поднятия в структуре фундамента Колпаковского прогиба вдоль Кунжикского разлома, происходило по надвигам западной вергентности с позднего палеоцена и продолжало контролировать осадконакопление и распределение фаций в средне-позднеэоценовое время.

Вдоль восточного края Срединного массива метаморфические породы выводились по субвертикальным разломам Андриановского шва, разделявшего массив и меловые островодужные комплексы. Развитие складчато-надвиговых деформаций юго-восточной вергентности в меловых образованиях Озерновско-Валагинской дуги к востоку от Андриановского шва, видимо, связано с этапом выжимания ядра Срединного массива в верхние части коры (см. рис. 7, з). Пироксенитовые и габбро-сиенитовые субщелочные интрузивные массивы, которые локализируются вдоль Андриановского сутурного шва как в автохтонном метаморфическом комплексе, так и в остро-

водужном аллохтоне, формировались в раннем эоцене на этапе тектонического совмещения комплексов дуги и метаморфического автохтона. Геохимическая специфика субщелочных интрузий (низкие концентрации HFSE относительно MORB, низкие изотопные отношения Sr и Nd) предполагают формирование расплавов из источника обедненной мантии, а обогащение LILE свидетельствует о флюидной мантийной добавке [37]. Такие условия могли создаваться при субдукции литосферного преддугового блока на ранних этапах коллизии дуга–континент. К-Na субщелочные магматиты описаны на Урале, где показано их синколлизонное происхождение в раннекаменноугольное время на этапе столкновения девонской вулканической дуги с окраиной континента [7].

В конце раннего эоцена островодужные комплексы восточного края Озерновско-Валагинской дуги и перекрывающие их флишеидные образования тальниковской свиты совместно деформируются и надвигаются по Ветловскому надвигу в юго-восточном направлении на образования ветловского комплекса (см. рис. 7, з). Образование ветловского комплекса содержат блоки пород океанической коры палеоцен-раннеэоценового возраста, аккреция которых с востока к комплексам дуги, как предполагается, была связана с заложением и развитием поддвига Ветловской океанической плиты с востока под Озерновско-Валагинскую дугу (см. рис. 7, з). На поверхно-

сти зона поддвига маркировалась тектонической зоной Ветловского надвига.

Прогрессивный подвиг Ветловской плиты мог, по-видимому, привести к ее столкновению с ранее субдуцировавшей на юго-восток плитой Ирунейского бассейна (см. рис. 7, з). В результате столкновения плит на глубине Ветловская плита срезает плиту Ирунейского бассейна, после чего продолжается подвиг Ветловской плиты (см. рис. 7, д). Эволюция субдукции с востока Ветловской океанической плиты под аккреционную окраину приводит к формированию над ней в олигоцене наложенного Центрально-Камчатского вулканоплутонического пояса (см. рис. 7, д).

ДЕФОРМАЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ И ПРОБЛЕМЫ НЕФТЕОБРАЗОВАНИЯ

Нефтегазообразование зависит не только от количества и качества органического вещества нефтегазоматеринских пород, но и от динамики их погружения и интенсивности прогресса [35, 38].

Рассмотренная в работе геодинамическая модель коллизии дуга–континент для южной Камчатки представляет интерес с точки зрения развития коллизионных осадочных бассейнов и перспективы их нефтегазоносности. Предложенная схема структурного развития орогена позволяет объяснить и прогнозировать процессы деформации континентальной окраины и ее осадочного чехла. Становится возможным оценивать такие параметры, как скорость погружения материнских толщ, величины тепловых потоков и скорость прогревания пород, динамику изменения во времени и пространстве геотемпературных градиентов.

На Камчатке образования осадочного чехла западных прогибов полуострова являются перспективными на нефть и газ. В Колпаковском прогибе, расположенном к западу от выступа Срединного метаморфического массива, уже открыты газовые месторождения. Квакчикская, Кунжикская, Соболевская антиклинальные зоны, установленные в осадочном чехле прогиба, являются перспективными для обнаружения залежей углеводородов. Антиклинальные структуры чехла прогиба морфологически связаны с выступами фундамента, приподнятыми по надвигам западной вергентности [9, 18]. Тектонические выступы мелового фундамента сформировались в результате деформации континентальной окраины в процессе коллизии южного сегмента Озерновско-Валагинской дуги с окраиной Азии в позднем палеоцене–раннем эоцене. Более поздние деформации осадочного чехла прогиба развивались унаследованно по отношению к сформированной блоковой структуре фундамента прогиба. Большой интерес с точки зрения нефтегазоносности может представлять продолжение слабодислоци-

рованного и неметаморфизованного осадочного чехла восточной части Колпаковского прогиба под надвинутым метаморфическим комплексом Срединного массива. Сходного поднадвигового типа месторождения уже известны во многих поровно-складчатых областях мира [8, 29, 34].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Процесс коллизии южного сегмента Озерновско-Валагинской дуги с окраиной Азии в конце палеоцена–в раннем эоцене сопровождался тектонической аккрецией континентальной коры в структуре окраины. На ранних этапах коллизии в структуре Колпаковского прогиба южной части Западной Камчатки формируются блоково-надвиговые выступы фундамента, ограниченные надвигами западной вергентности. Развитие блоково-надвиговой структуры фундамента прогиба определяет характер последующих деформаций в осадочном чехле в более позднее время.

2. Выведение пород фундамента – Срединного метаморфического массива и его обрамления – в верхние части коры происходило с позднего палеоцена и контролировалось разломами различной природы. Вдоль западного края выдвигание Срединного выступа происходило по надвигам западной вергентности, а вдоль восточного края – по субвертикальным разломам Андриановского шва. Эксгумация метаморфических пород фундамента в палеоцен–позднеэоценовое время сказалась на осадконакоплении и распределении фаций в Колпаковском прогибе и на составе пород тальниковской свиты, в составе тяжелой фракции которых фиксируется высокое содержание минералов метаморфической группы.

3. По данным экспериментального физического моделирования развитие блоково-надвиговых структур фундамента Западной Камчатки в позднем палеоцене–раннем эоцене может быть связано с процессами тектонического расслаивания коры, срыва блоков континентальной коры с мантийного основания и их аккрецией во фронте надвигающейся плиты. Эти процессы привели к резкому увеличению мощности континентальной коры в Срединном хребте Камчатки.

4. Деформации в структуре окраины в процессе коллизии дуга–континент сопровождаются термальным событием, проявленным в комплексах Срединного метаморфического массива. В гнейсах колпаковской свиты (нижний структурный уровень массива) образуется генерация цирконов с возрастом 47–53 млн. лет (U-Pb SHRIMP-RG), а в амфиболитах малкинской свиты (верхний структурный уровень массива) проявлен ретроградный метаморфизм, датированный 48–50 млн. лет (Rb-Sr).

5. Тектонические структуры Западной Камчатки, сформированные в результате деформации континентальной окраины в процессе колли-

зии дуга–континент, являются перспективными на нефть и газ. Предложенный механизм аккреции континентальной коры, разработанный с применением метода экспериментального моделирования, может служить основой для прогнозной оценки и дальнейших поисковых работ на нефть и газ.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор выражает искреннюю признательность рецензентам статьи Н.А. Богданову и В.С. Буртману за высказанные ценные и интересные замечания. Работа выполнялась при финансовой поддержке по проекту № 316 6-го конкурса-экспертизы молодых ученых Российской академии наук 1999 г. (руководитель Е.А. Константиновская).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Апрелков С.Е., Попруженко С.В., Богдан П.С., Касьянюк Е.Е.* Структуры фундамента и локализация вулканизма Южной Камчатки // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. Петропавловск-Камчатский: ИВГиГ ДВО РАН, 2001. С. 34–44.
2. *Бакун Н.Н., Бобылев В.В., Бушкова О.П., Иванов С.В.* Условия образования газоносных верхнепалеоцен-нижнеолигоценовых отложений Колпаковского прогиба (Западная Камчатка) // Геология нефти и газа. 1994. № 2. С. 30–34.
3. *Бахтеев М.К., Беньямовский В.Н., Брагин Н.Ю. и др.* Новые данные по стратиграфии мезозой-кайнозоя Восточной Камчатки (Валагинский хребет) // Стратиграфия, геологическая корреляция. 1994. Т. 2. № 6. С. 77–84.
4. *Бобылев В.В., Бакун Н.Н.* Стратиграфический перерыв в олигоцене Колпаковского прогиба (Западная Камчатка) // Тихоокеанская геология. 1992. № 4. С. 140–144.
5. *Богданов Н.А., Чехович В.Д.* О коллизии Западно-Камчатской и Охотоморской плит // Геотектоника. 2002. № 1. С. 72–85.
6. *Бондаренко Г.Е.* Юрско-валанжинский этап в эволюции Камчатки: Автореф. дис.... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 1992. 24 с.
7. *Бочкарев В.В., Язева Р.Г.* Варисциды Урала как индикатор коллизии дуга–континент // Геотектоника. 2001. № 1. С. 73–83.
8. *Бурлин Ю.К.* Геодинамика и условия нефтегазоносности активных окраин / Ред. Хаин В.Е., Гриценко А.И. // Геодинамическая эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов. М.: Наука, 1997. С. 37–45.
9. *Бурлин Ю.К., Козьянин К.В.* Послойные деформации в разрезе Западно-Камчатского прогиба как объект поисков нефти и газа / Ред. Соколов Б.А. // Геология и геохимия горючих ископаемых. М.: ВНИИЗарубежгеология, 1995. С. 188–194.
10. *Буряк В.А., Бакулин Ю.И., Беспалов В.Я., Врублевский А.А., Гагаев В.Н., Галичанин Е.Н., Кириллова Г.Л., Лошак Н.П., Нугай Е.В., Пляскин В.А., Троян В.Б.* Нефтегазоносность юга Дальнего Востока и сопредельных регионов (сопоставительный анализ). Хабаровск: ИКАРП ДВО РАН, ДВИМС и Дальгеолком МПР РФ, Межрег. Ассоц. Дальний Восток и Забайкалье, 1998. 282 с.
11. *Виноградов В.И., Буякайте М.И., Горощенко Г.Л. и др.* Изотопные и геохронологические особенности глубокометаморфизованных пород Ганальского выступа на Камчатке // Докл. АН СССР. 1991. Т. 318. № 4. С. 930–936.
12. *Виноградов В.И., Григорьев В.С.* Rb-Sr возраст пород Срединного выступа Камчатки // Докл. РАН. 1994. Т. 339. № 5. С. 645–649.
13. *Виноградов В.И., Григорьев В.С., Лейтес А.М.* Возраст метаморфизма пород Срединного хребта Камчатки // Изв. АН СССР. 1988. Сер. геол. № 9. С. 30–38.
14. *Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е., Челебаева А.И., Синельникова В.Н., Антипов М.П., Беньямовский В.Н., Братцева Г.М., Полянский Б.В., Ступин С.И., Федоров П.И.* Нижний палеоген Западной Камчатки. М.: ГЕОС, 1997. 367 с. (Труды ГИН РАН, Вып. 488).
15. *Зинкевич В.П., Колодяжный С.Ю., Брагина Л.Г., Константиновская Е.А., Федоров П.И.* Тектоника восточного обрамления Срединно-Камчатского массива метаморфических пород // Геотектоника. 1994. № 1. С. 81–96.
16. *Каменецкий В.С., Соболев А.В., Карпенко С.Ф., Портнягин М.В.* Ультрамафический вулканизм Восточной Камчатки: геохимия и петрология / Ред. Пушаровский Ю.М. // Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. М.: Наука, 1993. С. 156–196.
17. *Коваленко Д.В.* Палеомагнетизм геологических комплексов Камчатки и юга Корякии: Автореф. дис.... докт. геол.-мин. наук. М.: ИЛ РАН, 2000. 48 с.
18. *Козьянин В.К.* Типизация и прогноз залежей углеводородов в Колпаковском прогибе Западной Камчатки // Тихоокеанская геология. 1990. № 5. С. 71–75.
19. *Константиновская Е.А.* Восточная Камчатка в позднемеловое время: Автореф. дис.... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1992. 28 с.
20. *Константиновская Е.А.* Камчатское позднемеловое окраинное море // Литология и полез. ископаемые. 1997. № 1. С. 58–73.
21. *Константиновская Е.А.* Тектоника восточных окраин Азии: структурное развитие и геодинамическое моделирование: Автореф. дис.... докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 2002. 46 с.
22. *Константиновская Е.А., Зинкевич В.П., Цуканов Н.В., Гаранина С.А.* Состав, строение и формационная принадлежность верхнемеловых–нижнепалеогеновых структурно-вещественных комплексов восточных хребтов Камчатки / Ред. Пушаровский Ю.М. // Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. М.: Наука, 1993. С. 59–113.

23. Крылов Н.А., Бурлин Ю.К., Лебедев Л.И. Нефтегазоносные бассейны континентальных окраин. М.: Наука, 1988. 248 с.
24. Кузнецов Н.Б. Допозднекайнозойская тектоника фундамента Курило-Камчатской островной дуги: Автореф. дис.... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1994. 27 с.
25. Кузьмин В.К., Беляцкий Б.В. Первые Sm-Nd изотопные определения возраста метаморфических пород Срединно-Камчатского массива // Геология и полезные ископаемые Камчатской области и Корякского автономного округа: Регион. конф., посв. 50-летию геол. службы Камчатки (31 марта – 1 апреля 1999). Тезисы докл. Петропавловск-Камчатский: Изд-во КАМШАТ, 1999. С. 41–42.
26. Магакян Р.Г., Колесов Г.М., Ромашова Т.В., Константиновская Е.А. Геохимические особенности мелового островодужного магматизма Восточной Камчатки / Ред. Пушаровский Ю.М. // Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. М.: Наука, 1993. С. 114–155.
27. Нурмухамедов А.Г. Геоэлектрический разрез верхней части земной коры по профилю Нижняя Облуковина–Адриановка (Камчатка) // Тихоокеанская геология. 2001. Т. 20. № 2. С. 13–23.
28. Осадочные бассейны Дальнего Востока СССР и перспективы их нефтегазоносности / Ред. Воронков Ю.С. // Л.: Недра, 1987. 263 с.
29. Перродон А. История крупных открытий нефти и газа. М.: Мир, Эльф Акитен, 1994. 255 с.
30. Рихтер А.В. Строение метаморфических образований Восточной Камчатки / Ред. Пушаровский Ю.М. // Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. М.: Наука, 1993. С. 28–58.
31. Рихтер А.В. Структура метаморфического комплекса Срединно-Камчатского массива // Геотектоника. 1995. № 1. С. 71–78.
32. Сидорчук И.А., Ханчук А.И. Мезозойский глаукофансланцевый комплекс западного склона Срединного хребта на Камчатке // Геология и геофизика. 1981. № 3. С. 150–155.
33. Сляднев Б.И., Соколов В.А., Марковский Б.А. Барабские конгломераты: особенности строения, состава и проблема происхождения (Камчатка) // Тихоокеанская геология. 1997. Т. 16. № 1. С. 83–88.
34. Соколов В.А., Хаин В.Е. Нефтегазоносность надвиговых окраин складчатых горных сооружений // Советская геология. 1982. № 12. С. 53–58.
35. Соколов В.А., Хаин В.Е. Теория и практика развития поисков нефти и газа в России: итоги и задачи // Изв. АН СССР. 1992. Сер. геол. № 8. С. 6–17.
36. Тектоническая карта Охотоморского региона. М.: Ин-т литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 2000.
37. Флеров Г.Б., Федоров П.И., Чурикова Т.Г. Геохимия позднемеловых–палеогеновых калиевых пород ранней стадии развития Камчатской островной дуги // Петрология. 2001. Т. 9. № 2. С. 189–208.
38. Хаин В.Е., Соколов В.А. Окраины континентов – главные нефтегазоносные зоны Земли // Сов. геология. 1984. № 7. С. 49–60.
39. Ханчук А.И. Эволюция древней сиалической коры в островодужных системах Восточной Азии. Владивосток: ДВГИ ДВНЦ АН СССР, 1985. 150 с.
40. Харахинов В.В. Тектоника и история развития осадочных бассейнов / Ред. Родников А.Г., Туезов И.К., Харахинов В.В. // Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона. М.: РАН, Нац. геоф. ком., 1996. С. 256–305.
41. Харахинов В.В., Бабошина В.А., Терещенков А.А. Строение земной коры / Ред. Родников А.Г., Туезов И.К., Харахинов В.В. // Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона. М.: РАН, Нац. геоф. ком., 1996. С. 91–111.
42. Челебаева А.И., Братцева Г.М. К климатостратиграфии палеогена по палеофлорам: Север Тихоокеанской области и смежные регионы // Корреляция кайнозойских толщ Дальнего Востока. М.: ГИН АН СССР, 1986. С. 157–209. (Тр. Вост. комплексной экспедиции).
43. Чехович В.Д. Западно-Камчатская микроплита / Ред. Богданов Н.А., Хаин В.Е. // Объяснительная записка к Тектонической карте Охотоморского региона. М.: Ин-т литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 2000. С. 91–99.
44. Шанцер А.Е. Кайнозойское развитие Камчатки – формирование и деструкция нестабильных орогенных поднятий / Ред. Белоусов В.В. // Очерки тектонического развития Камчатки. М.: Наука, 1987. С. 109–164.
45. Шанцер А.Е., Гладенков Ю.Б. История геологического развития и смена палеогеографических обстановок в раннем палеогене Западной Камчатки / Отв. ред. Гладенков Ю.Б. // Нижний палеоген Западной Камчатки. М.: ГЕОС, 1997. С. 129–137. (Труды ГИН РАН, Вып. 488).
46. Шанцер А.Е., Федоров П.И. Раннепалеогеновый вулканизм / Отв. ред. Гладенков Ю.Б. // Нижний палеоген Западной Камчатки. М.: ГЕОС, 1997. С. 117–128. (Труды ГИН РАН, Вып. 488).
47. Шапиро М.Н., Маркевич П.В., Гречин В.И., Константиновская Е.А. Верхнемеловые и нижнепалеоценовые песчаники Камчатки: состав и проблемы источников // Литология и полез. ископаемые. 1992. № 6. С. 94–106.
48. Шапиро М.Н., Печерский Д.М., Ландер А.В. Скорости и направления абсолютного перемещения субдукционных зон в геологическом прошлом // Геотектоника. 1997. № 2. С. 3–13.
49. Шапиро М.Н., Разницын Ю.Н., Шанцер А.Е., Ландер А.В. Структура северо-восточного обрамления массива метаморфических пород Срединного хребта Камчатки // Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С. 5–21.
50. Шульдинер В.И., Ханчук А.И., Высоцкий С.В. Допозднемезозойский фундамент Камчатской складчатой области и тектонические условия его

- формирования / Ред. Белоусов В.В. // Очерки тектонического развития Камчатки. М.: Наука, 1987. С. 6–53.
51. Bindeman I.N., Vinogradov V.I., Valley J.W., Wooden J.L., Natal' in B.A. Archean Protolith and Accretion of Crust in Kamchatka: SHRIMP Dating of Zircons from Sredinny and Ganal Massifs // *J. Geol.* 2002. Vol. 110. № 3. in press.
 52. Chemenda A.J., Yang R.-K., Stephan J.-F., Konstantinovskaia E.A., Ivanov G.M. New results from physical modeling of arc-continent collision in Taiwan // *Tectonophysics*. 2001. Vol. 333. № 1–2. P. 159–178.
 53. Hourigan J.K., Brandon M.T., Garver J.I., Soloviev A.V. A comparison of the detrital zircon grain-age distributions from the Ukelayat group and the Kamchatskiy complex: implications for the origin of the Sredinny Range, Kamchatka // *Workshop on Tectonics of the Okhotsk Sea region and Kamchatka. 7-th Zonenshain Conference on Plate Tectonics (Moscow, Russia)*. Abstracts. Nauchnyy Mir, 2001. P. 504.
 54. Konstantinovskaia E.A. Geodynamics of the Early Eocene arc-continent collision reconstructed from the Kamchatka orogenic belt (NE Russia) // *Tectonophysics*. 2000. Vol. 325. № 1/2. P. 87–105.
 55. Konstantinovskaia E.A. Arc-Continent collision and subduction reversal in the Cenozoic evolution of the Northwest Pacific: An example from the Kamchatka (NE Russia) // *Tectonophysics. SEASIA Spec. Issue*. 2001. Vol. 333. № 1/2. P. 75–94.
 56. Konstantinovskaia E.A. Deformation of continental margin of Northeast Asia: tectonics and geodynamic modeling // *International Consortium of Geological Surveys (ICOGS) Asia-Pacific Newsletter*. 2001. № 4. P. 28–40.
 57. Konstantinovskaia E.A., Bindeman I.N. Continental margin of Kamchatka Peninsula, Russia: the mode and nature of crustal growth in the accretionary orogen // *AGU Fall Meeting (San-Francisco, USA)*. *Eos. Trans. AGU*. 2001. Vol. 82 № 47. Fall Meet. Suppl. Abstracts.
 58. Lallemand S., Popoff M., Cadet J.-P., Bader A.G., Pubellier M., Rangin C., Deffontaines B. Genetic relations between the central and southern Philippine trench and the Sangihe trench // *J. Geophys. Res.* 1998. Vol. 103. № B1. P. 933–950.
 59. Levashova N.M., Shapiro M.N., Beniamovsky V.N., Bazhenov M.L. Paleomagnetism and geochronology of the Late Cretaceous – Paleogene island arc complex of the Kronotsky Peninsula, Kamchatka, Russia: Kinematic implications // *Tectonics*. 2000. Vol. 19. № 5. P. 834–851.
 60. Levin V., Park J., Lees J., Brandon M., Peyton V., Gordeev E., Ozerov A. Crust and Upper Mantle of Kamchatka from teleseismic Receiver Functions // *Tectonophysics*. В печати.
 61. Malavieille J. Evolutionary model for arc-continent collision in Taiwan // *Active subduction and collision in Southeast Asia: data and models // Int. Conf. and 4-th France-Taiwan Symposium. ISTEEM, Montpellier, France, 1999*. P. 231–234.
 62. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Norton I.O., Khanchuk A.J., Stone D.B., Scortese C.R., Scholl D.W., Fujita K. Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific // *Prof. Paper 1626. USGS*. 2001. 122 p.
 63. Pechersky D.M., Levashova N.M., Shapiro M.N., Bazhenov M.L., Sharapova Z.V. Paleomagnetism of Paleogene volcanic series of the Kamchatsky Mys Peninsula, East Kamchatka: the motion of an active island arc // *Tectonophysics*. 1997. Vol. 273. P. 219–237.
 64. Price N.J., Audley-Charles M.G. Tectonic collision processes after plate rupture // *Tectonophysics*. 1987. Vol. 140. P. 121–129.
 65. Pubellier M., Cobbold P.R. Analogue models for the transpressional docking of volcanic arcs in the Western Pacific // *Tectonophysics*. 1996. Vol. 253. P. 33–52.

Рецензенты: В.С. Буртман, Н.А. Богданов

Continental Crust Accretion Mechanism: West Kamchatka Case History

E. A. Konstantinovskaya

Geological Institute (GIN), Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 109017 Russia

Abstract—The collision of the Ozernovo-Valagina arc with the Asian margin in the latest Paleocene–Early Eocene was accompanied by the tectonic accretion of continental crust in the structure of the margin. Block-overthrust basement highs limited by west-vergent overthrusts were formed in the structure of West Kamchatka at early collision stages. Experimental physical modeling data suggest that the formation of such structures was related to the tectonic delamination of the continental crust, decollement of crustal blocks off the mantle basement, and their accretion at the front of the overriding plate. Deformations at the continental margin were accompanied by a thermal event in rock complexes of the Sredinnyi metamorphic massif and formation of a generation of zircons dated 47–53 Ma (U-Pb SHRIMP-RG). Elevation of the metamorphic rocks into the erosional realm influenced the sedimentation process and facies distribution in adjacent basins. The tectonic structures of West Kamchatka, which were formed as a result of continental crust deformation in the process of the arc-continent collision, are promising for oil and gas. The suggested continental crust accretion mechanism, which was deduced from experimental modeling, may serve as a basis for petroleum resource evaluation and future oil and gas exploration.

УДК 551.352.051+551.243.4:76(571.63)

СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ САМАРКИНСКОЙ АККРЕЦИОННОЙ ПРИЗМЫ ЮЖНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ

© 2002 г. И. В. Кемкин, А. Н. Филиппов

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, 690022, Владивосток-22,
просп. 100-летия Владивостока, 159

Поступила в редакцию 23.03.2000 г.

По результатам литолого-биостратиграфических исследований кремнисто-терригенных разрезов Самаркинской аккреционной призмы установлен возраст переходных слоев от пелагических отложений к обломочным и восстановлена эволюционная последовательность ее формирования. В строении нижнего структурного уровня Самаркинской аккреционной призмы выделяются как минимум четыре последовательно наращающие одна другую тектоно-стратиграфические единицы, отличающиеся как возрастом аккрецированных палеоокеанических фрагментов, так и временем их аккреции. При этом относительно молодые пелагические породы и перекрывающие их терригенные отложения залегают структурно ниже, чем более древние. Такое строение Самаркинской призмы связывается с последовательной аккрецией разновозрастных участков палеоокеанической плиты. Различия в составе и возрасте аккрецированных фрагментов Самаркинской призмы позволяют разделить ее на два субтеррейна – Себучарский и Эльдовакский, характеризующих, соответственно, ее верхний и нижний структурные уровни.

ВВЕДЕНИЕ

Геологическая структура северо-восточной части Тихоокеанской окраины Азии представляет собой коллаж террейнов¹ различного происхождения и возраста, окончательная аккреция которых завершилась в конце мела [13, 15, 27 и др.]. Террейны сложены фрагментами древних пассивных континентальных окраин, вулканических островных и окраино-континентальных дуг, аккреционных призм, задуговых и турбидитовых бассейнов. Особый интерес среди них представляют террейны древних аккреционных призм, так как они несут информацию о последовательности и характере событий, протекавших в зоне взаимодействия континентальной и океанической литосферных плит. Аккреционные призмы образуются на внутреннем склоне желобов конвергентных окраин в процессе субдукции океанической плиты под континент или островную дугу посредством последовательного приращения фрагментов ее осадочного чехла и подводных поднятий [22, 23, 25, 28, 30, 31 и др.]. Первыми аккрецируются ее передовые (наиболее удаленные от центра спрединга и поэтому более древние) участки. Далее к ним а, вернее, под них, последовательно аккрецируются фрагменты более молодых участков чехла океанической плиты. В ко-

нечном итоге формируется пакет тектонических клиньев, каждый из которых сложен закономерно повторяющимися последовательностями пелагических отложений центральных областей океана, гемипелагических краевых частей океана, фаций дна и склона желоба. Эти стратиграфические последовательности отражают историю седиментации на океанической плите от момента ее зарождения в спрединговых хребтах до захоронения в зоне конвергенции [21, 25, 26, 29 и др.]. А переходные слои от пелагических отложений к обломочным (приконтинентальным или приостроводужным) образованиям свидетельствуют о постепенной смене обстановки осадкообразования и фиксируют приближение палеоокеанической плиты к конвергентной границе. Следовательно, их возраст позволяет судить о времени подхода какого-либо участка океанической плиты к зоне субдукции и, в определенной степени, о начале его последующей аккреции. Вполне очевидно, что, зная возраст переходных слоев таких стратиграфических последовательностей в различных тектонических пластинах аккреционной призмы, можно уточнить время субдукции отдельных палеоокеанических фрагментов, восстановить на этой основе последовательность процесса аккреции, расчленив аккреционную призму на конкретные тектоно-стратиграфические единицы, отвечающие определенным эпизодам аккреции, и, таким образом, уточнить строение призмы в целом и историю ее образования.

Фрагмент такой древней (юрской) аккреционной призмы представляет собой Самаркинский террейн, окаймляющий в современной структуре

¹ «Террейн – ограниченный разломами блок земной коры, достаточно крупный, чтобы быть показанным на карте масштаба 1 : 5 000 000, который по своей геологической истории резко отличается от смежных с ним блоков (террейнов)» [13, с. 6].

«Субтеррейн – ограниченные разломами части террейнов со сходной, но не идентичной геологической историей» (здесь же).

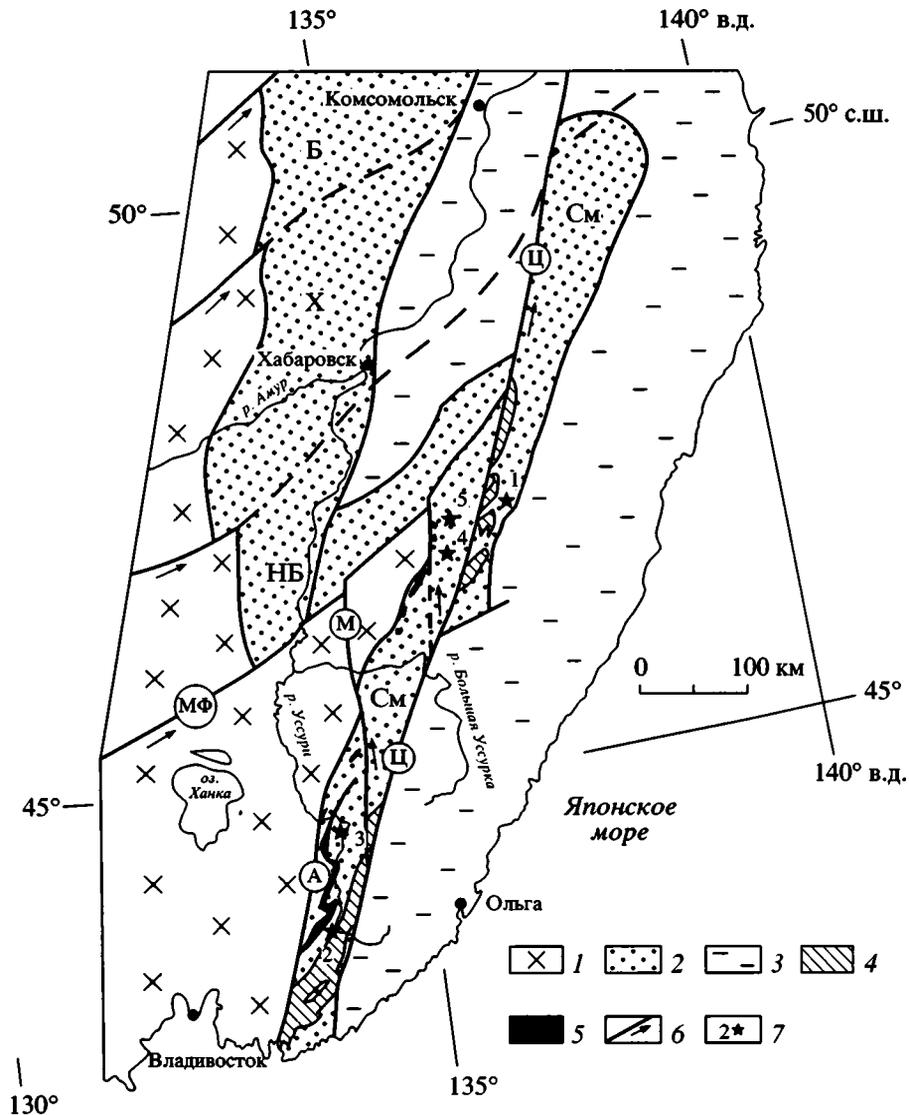


Рис. 1. Тектоническая схема Сихотэ-Алиня, по [24], с упрощениями и дополнениями.

1 – домезозойские террейны (Ханкайско-Буреинский супертеррейн и Лаоелин-Градековский террейн); 2 – юрская аккреционная призма; 3 – раннемеловые террейны; 4 – Сергеевский террейн Ханкайско-Буреинского супертеррейна; 5 – среднепалеозойские офиолиты Самаркинского террейна; 6 – левосторонние сдвиги; 7 – районы расположения разрезов, показанных на рис. 2 (1 – среднее течение р. Катэн, 2 – левобережье р. Медведка в районе села Бреевка, 3 – левый борт р. Уссури напротив села Саратовка, 4 – правобережье р. Бикин район горы Амба, 5 – правобережье р. Матай).

Буквы в кружках: Ц – Центральный Сихотэ-Алинский, А – Арсеньевский, М – Меридиональный, МФ – Мишань-Фушунский разломы.

См – Самаркинский, НБ – Наданьхада-Бикинский, Х – Хабаровский, Б – Баджалский террейны юрской аккреционной призмы.

Сихотэ-Алиня Ханкайско-Буреинский супертеррейн с востока (рис. 1). Аналогами его в северо-западных и северных районах являются Наданьхада-Бикинский, Хабаровский и Баджалский террейны [24]. Ранее считалось, что отложения, слагающие Самаркинский террейн, характеризуют сильно дислоцированный в результате покровных и чешуйчато-надвиговых перемещений разрез единой палеозойско-мезозойской стратиграфической последовательности геосинклинально-

го типа [3, 10 и др.]. Нашими предыдущими исследованиями [4, 7, 8, 18, 20 и др.] установлено, что Самаркинский террейн – это сложный пакет тектонического переслаивания разновозрастных и генетически разнородных пород, сформировавшихся в различных палеогеодинамических обстановках. В нем четко различается две категории породных комплексов: 1 – средне-позднеюрские турбидито-олистостромовые отложения, слагающие матрикс, и 2 – более древние (от позднего де-

воны (?) до средней юры) океанические кремни, известняки и офиолиты, залегающие в виде пластин и чешуй на различных стратиграфических уровнях среди отложений матрикса. Аналогичное строение террейна было позднее выявлено и в северном Сихотэ-Алине [11, 12 и др.]. Вместе с тем ряд вопросов остается еще не решенным. В частности, не ясно, каково структурное положение различных палеоокеанических фрагментов в общем разрезе террейна и сколько уровней они слагают, каково время совмещения их в единый с терригенными отложениями разрез и какова последовательность приращения их к континентальной окраине. Решение этих вопросов позволит более уверенно осуществить расшифровку истинного строения Самаркинской призмы и историю ее формирования.

В статье приведены результаты литолого-биостратиграфического изучения кремнисто-терригенных последовательностей Самаркинской призмы, которые позволяют прояснить обозначенные выше вопросы.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА САМАРКИНСКОГО ТЕРРЕЙНА

Самаркинский террейн протягивается в северо-восточном направлении от южного побережья Приморья до правобережья нижнего течения р. Амур полосой шириной до 100 км (см. рис. 1). Западной границей террейна в южном Сихотэ-Алине служит Арсеньевский разлом, а восточной, отделяющей его от других террейнов Сихотэ-Алинского супертеррейна, – Центральный Сихотэ-Алинский разлом. Как отмечалось выше, террейн сложен породами широкого литологического спектра, различного возраста и генезиса. Основу их составляют осадочные образования, представленные, главным образом, приконтинентальными песчано-глинистыми фациями и олистостромой, а также пелагическими кремнями и кремнисто-глинистыми отложениями, залегающими в виде пластин среди терригенных пород и разновеликих глыб и обломков в олистостроме. Кроме того, в составе тектонических пластин и олистолитах отмечаются известняки, базальты, породы офиолитовой ассоциации, представляющие собой фрагменты подводных гор и возвышенностей. Протяженность отдельных пластин достигает несколько десятков километров (до 20 км и более), а мощность их варьирует от нескольких десятков до нескольких сотен метров, что объясняется многократным (например, для кремневых образований 3–5 раз) тектоническим повторением их в разрезе. Крупные пластины, как правило, подстилаются олистостромой, содержащей глыбы и обломки пород вышележащей пластины.

Отложения террейна смяты в асимметричные разноамплитудные, нередко опрокинутые складки северо-восточного простирания с вергентностью осей складок на юго-восток. Зеркало складчатости полого погружается в северо-западном направлении. Такой характер складчатости обусловил то, что наиболее верхние структурные уровни призмы обнажены в запад-северо-западной части региона, а самые нижние – в восток-юго-восточной. Аккретированные образования верхнего структурного уровня представлены: 1) среднепалеозойскими габбро-гипербазитами (калиновский комплекс); 2) базальтами с залегающими на них кремнями верхнего девона(?)–нижней перми и известняками нижнего карбона–нижней перми (себучарский комплекс); 3) алевро-псаммитовыми породами позднепермского возраста (удековский комплекс). Нижний структурный уровень сложен преимущественно чередованием песчано-глинистых и олистостромых отложений и пластин кремней (эльдовакский комплекс), возраст которых изменяется от позднепермского и триасового до ранне- и среднеюрского [2, 5, 6, 8, 10, 16 и др.]. Иногда в основании отдельных пластин отмечаются толеитовые базальты, которые согласно перекрываются кремнями. Возраст терригенных пород охарактеризован средне-позднеюрскими радиоляриями [4, 7, 8, 14, 20 и др.].

Таким образом, Самаркинская аккреционная призма представляет собой “многослойный пирог”, в котором относительно молодые терригенные отложения “переслаиваются” с более древними породами океанического происхождения.

Взаимоотношение между различными комплексами Самаркинской призмы в современной структуре Сихотэ-Алиня тектоническое. Границами между ними служат надвиги.

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТИ КРЕМНИСТО- ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ВОЗРАСТ ПЕРЕХОДНЫХ СЛОЕВ

Первичные разрезы осадочного чехла палеоокеанической плиты изучены на различных структурных уровнях Самаркинской призмы в пяти районах, где наблюдались постепенные переходы от пелагических кремней к вышележащим приконтинентальным турбидитам (правобережье среднего течения р. Катэн (см. 1, рис. 1), левобережье р. Медведка, район села Бреевка (см. 2, рис. 1), левый борт р. Уссури напротив села Саратовка (см. 3, рис. 1), правобережье среднего течения р. Бикин, гора Амба (см. 4, рис. 1) и правобережье р. Матай (см. 5, рис. 1 и рис. 2). Переходные слои в этих кремнисто-терригенных последовательностях представлены кремнисто-глинистыми и глинистыми породами. Во всех установленных случаях смена кремней терригенными поро-

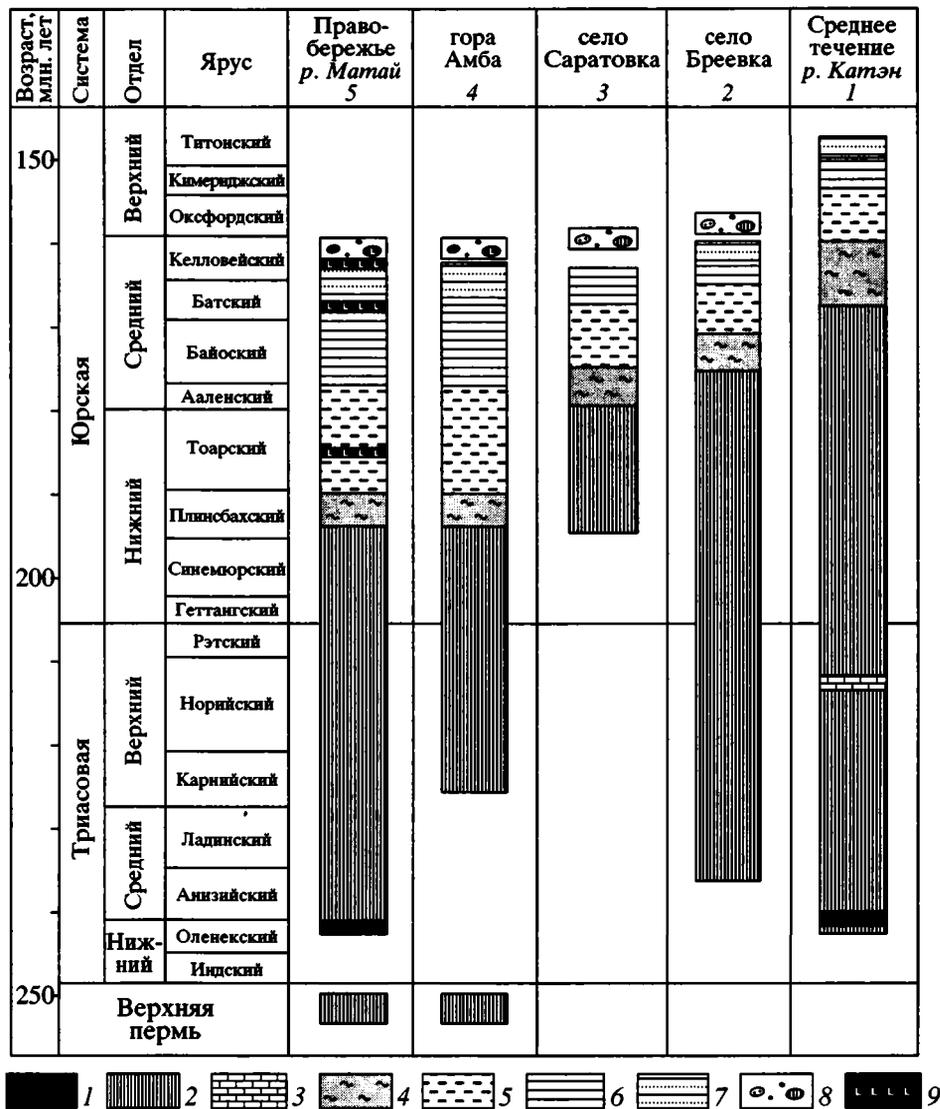


Рис. 2. Стратиграфические колонки кремнисто-терригенных отложений Самаркинской призмы.

1 — фтаниты, 2 — кремни, 3 — известняки, 4 — кремнистые аргиллиты, 5 — аргиллиты, 6 — алевролиты с редкими прослоями песчаников, 7 — переслаивание алевролитов и песчаников, 8 — олистострома, 9 — основные вулканиты (базальты и гиаокластиты). Местоположение разрезов см. на рис. 1.

дами осуществляется плавно, за счет уменьшения количества кремневого материала, в пределах пачки кремнистых аргиллитов. Ниже приводится описание изученных разрезов.

На правобережье среднего течения р. Катэн, в междуречье ручьев Дзава-Джоо, в самой восточной части Самаркинского террейна в непосредственной близости от Центрального Сихотэ-Алинского разлома (см. 1 на рис. 1) разрез призмы (см. рис. 2), реконструированный по четырем фрагментам, выглядит следующим образом. В моноклинали с крутопадающими на северо-запад слоями и осложненной разрывами снизу вверх наблюдаются:

- | | |
|---|-------|
| 1. Серые глинистые кремни | 14 м |
| 2. Неравномерное чередование (1–5 см) светлых глинистых кремней и черных глинистых фтанитов | 8 м |
| 3. Зеленовато-светло-серые, разноплитчатые (1–3 – 3–7, реже до 10 см) кремни | 75 м |
| 4. Глинистые яшмы | 5 м |
| 5. Серые кремнистые аргиллиты | 40 м |
| 6. Темно-серые аргиллиты и алевроаргиллиты | 20 м |
| 7. Алевролиты, переслаивающиеся с песчаниками | 10 м |
| 8. Мелко-среднезернистые песчаники | 200 м |

В устье руч. Ахбио (в 2 км восточнее от руч. Джоо) в пределах кремневого разреза на уровне верхнего нория отмечаются, кроме того, пачки переслаивания серых кремней и серых пелитоморфных известняков. Мощность прослоев известняков варьирует от 1–3 до 7–10 см. Кремневые породы охарактеризованы многочисленными остатками конодонтов [16], на основании чего их возраст установлен в интервале от оленекского яруса нижнего триаса до бата – келловейской средней юры. Кремнистые аргиллиты содержат радиолярии, указывающие на их бат – келловейский возраст. В аргиллитах и алевролитах встречены радиолярии оксфорд-титонского возраста [16]. Таким образом, возраст переходных от кремней к терригенным породам слоев в бассейне р. Катэн приходится на бат-келловейское время.

Структурно выше, на правом берегу р. Медведка, южная окраина с. Бреевка (см. 2 на рис. 1), детально изучен другой фрагмент разреза Самаркинской призмы. В строении бреевского разреза (см. рис. 2) принимают участие (снизу вверх):

1. Серые и желтовато-серые кремни	70 м
2. Зеленовато-желтовато-серые кремнистые аргиллиты	3 м
3. Темно-серые алевроаргиллиты	5 м
4. Алевролиты, переходящие выше по разрезу в частое переслаивание алевролитов и песчаников	65 м

Выше по разрезу отмечаются олистостромовые образования, однако контакт их с терригенными породами не обнажен.

Большая часть обнажения представлена серыми плитчатыми кремнями. Плитчатость обусловлена маломощными (1–3 мм) прослоями глинистых кремней и кремнистых аргиллитов зеленовато-серого цвета. Мощность собственно кремневых прослоев изменяется от 1–2 см в нижней и в верхней частях разреза до 3–5 – 7–10 см – в средней. Азимут падения пород 345°, угол падения 50–60°. В нижней части кремневого разреза отмечается прослой, состоящий из обломков базальтов, кремней, кремнистых аргиллитов, вулканического стекла и плагиоклазов псаммитовой размерности (3–5 мм), мощностью 10 см. Переход кремней в терригенные породы осуществляется постепенно в пределах пачки кремнистых аргиллитов. Результаты микропалеонтологического изучения пород показали [6], что кремневая часть разреза содержит радиолярии, а также конодонты, датирующие возраст кремней в интервале от анизийского века среднего триаса до аалена-байоса средней юры. Из кремнистых аргиллитов выделены радиолярии, указывающие на байосский возраст переходных слоев. В алевроаргиллитах и алевролитах встречены комплексы радиолярий, ха-

рактеризующие, соответственно, байос-батский и келловейский возраст содержащих их пород [6]. Таким образом, возраст переходных от кремней к терригенным породам слоев на правом берегу р. Медведка (район с. Бреевка) приходится на байос.

На левом борту р. Усури в 3.6 км выше устья р. Журавлевки напротив села Саратовка (см. 3 на рис. 1) детально изучен фрагмент Самаркинской призмы, занимающий еще более высокое структурное положение, чем бреевский разрез. В пределах данного обнажения снизу вверх вскрывается 18-метровый разрез (см. рис. 2):

1. Кремни серые, среднеплитчатые	4 м
2. Зеленовато-серые кремнистые аргиллиты	3 м
3. Темно-серые массивные аргиллиты	3 м
4. Черные слоистые алевроаргиллиты и алевролиты	8 м

Структурно выше терригенные породы сменяются олистостромой.

Из кремнистой части разреза выделены радиолярии [5], указывающие на их плинсбах-гоарский возраст (ранняя юра). Кремнистые аргиллиты содержат радиолярии, характеризующие аален-раннебайосское время. Радиолярии в аргиллитах и алевролитах датируют возраст содержащих их пород соответственно как среднебайос-поздне-батский и бат-келловейский. Таким образом, возраст переходных слоев саратовского разреза приходится на аален-ранний байос.

Следующий фрагмент разреза Самаркинской призмы с сохранившимся постепенным переходом от пелагических отложений к приконтинентальным образованиям изучен на правом берегу среднего течения р. Бикин, на северо-западном отроге горы Амба (см. 4 на рис. 1). Данный разрез относится к еще более высокому структурному уровню эльдовакского комплекса Самаркинской призмы. Геологическое строение района горы Амба так же, как и в предыдущих случаях, определяется чередованием песчано-глинистых и олистостромовых отложений и пластин кремней, смятых в асимметричные разноамплитудные складки северо-восточного простирания. Однако возрастная диапозон кремневых пластин здесь несколько отличается от районов, описанных выше. Наряду с триасовыми и юрскими кремнями, здесь отмечены пластины и позднепермских кремней [17]. Взаимоотношение их с мезозойскими пелагическими отложениями не установлено. Контакты пермских кремней с терригенными отложениями, равно как и с триасово-юрскими кремнями, тектонические. Мезозойские пелагические образования, напротив, имеют плавный и постепенный переход к турбидитовым отложениям (см. рис. 2).

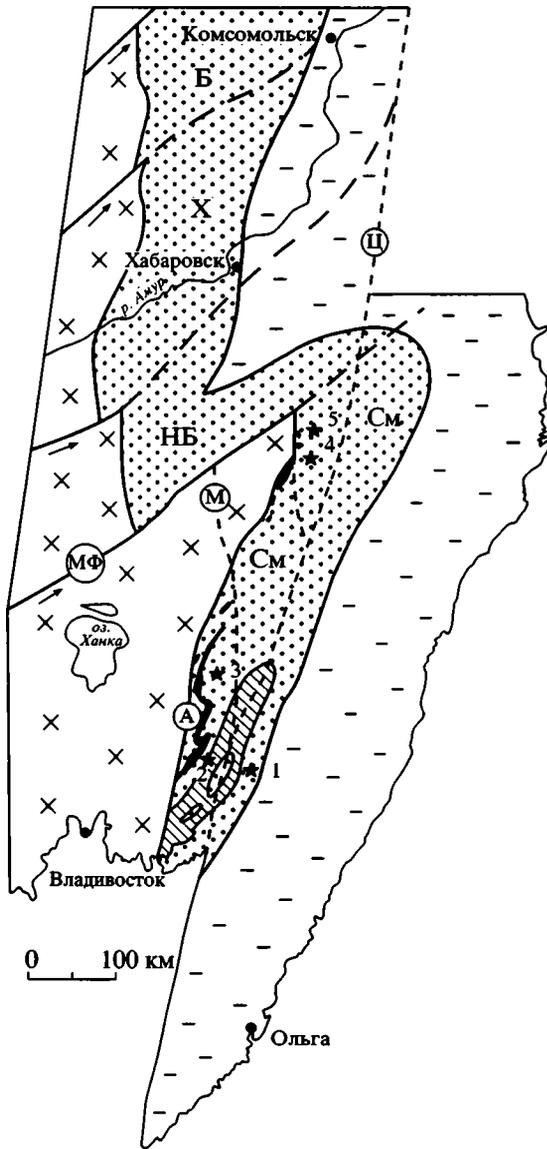


Рис. 3. Палеорекострукция Сихотэ-Алинского региона на конец раннего мела.
Условные обозначения см. на рис. 1.

Здесь снизу вверх наблюдаются:

- | | |
|---|------|
| 1. Зеленовато-серые плитчатые кремни с линзой калькаренитов (до 30 см) | 6 м |
| 2. Серые плитчатые кремни, переходящие в верхней части в сургучные яшмы | 14 м |
| 3. Глинистые плитчатые яшмы | 4 м |
| 4. Коричневые и зеленовато-серые кремнистые аргиллиты | 22 м |
| 5. Темно-серые аргиллиты | 8 м |
| 6. Черные слоистые алевролиты, переходящие в переслаивание алевролитов и песчаников | 30 м |

Из кремней выделены радиолярии [17], характеризующие их возраст в интервале поздний кар-

ний-поздний норий. Из верхних слоев глинистых яшм и из кремнистых аргиллитов нами выделены радиолярии, на основании которых возраст вмещающих их пород определен как конец плинсбахского века—начало тоара. Первые слои аргиллитов содержат комплекс радиолярий, аналогичный выделенным из кремнистых аргиллитов. В остальных литологических разностях микрофауну выделить не удалось. Таким образом, возраст переходных слоев в районе горы Амба приходится на позднеплинсбах-раннетоарское время ранней юры.

Еще один фрагмент разреза Самаркинской призмы описан на правом берегу р. Матай (см. 5 на рис. 1). В западной части рассматриваемого района аккрецированные фрагменты представлены пластинами и блоками базальтов, раннепермских известняков и кремней (себучарский комплекс). Эльдовакский комплекс, так же, как и в районе горы Амба, представлен многократным чередованием терригенных отложений и кремневых пластин позднепермского и триас-раннеюрского возраста [16]. Взаимоотношения между палеозойскими и мезозойскими кремнями также не установлены, но, учитывая их совместное сонахождение, можно допустить, что они являются фрагментами единого осадочного чехла палеоокеанической плиты. Сохранившийся постепенный переход от пелагических отложений к окраиноконтинентальным турбидитам изучен на правом берегу руч. Лямфана (приток р. Матай). Здесь разрез снизу вверх выглядит следующим образом (см. рис. 2):

- | | |
|---|-------|
| 1. Фтаниты (черные углеродистые кремни) и глинистые кремни | 12 м |
| 2. Серые до темно-серых тонко- и среднеплитчатые (1–7 см) кремни | 30 м |
| 3. Зеленовато-серые глинистые кремни | 6 м |
| 4. Темно-серые кремнистые аргиллиты с 6-метровым прослоем гиалокластитов | 18 м |
| 5. Темно-серые аргиллиты и алевроаргиллиты | 40 м |
| 6. Гиалокластиты алевропсаммитовые и псаммитовые, зеленовато-серые | 50 м |
| 7. Алевролиты, содержащие выше по разрезу прослой песчаников. В средней части пачки прослой гиалокластитов (около 20 м) | 90 м |
| 8. Базальты и диабазы с редкими прослоями туфов | 100 м |

Выше залегают олистостромовые образования.

Кремневая часть разреза охарактеризована многочисленными конодонтами [1, 9 и др.], на основании чего их возраст установлен в интервале поздний оленек-поздний рэт. Глинистые кремни (слой 3) содержат два вида радиолярий, которые

указывают на раннеюрский (геттанг-плинсбахский) возраст этих отложений. Из кремнистых аргиллитов выделены радиолярии, которые также характерны для ранней юры. Учитывая данные о возрасте нижележащих кремней и залегающих выше аргиллитов, возраст кремнистых аргиллитов можно определить как плинсбах-тоарский. Аргиллиты и алевроаргиллиты охарактеризованы радиоляриями тоара-аалена. В алевролитах встречены радиолярии, указывающие на байосбатский возраст содержащих их пород. Таким образом, возраст переходных слоев в данном разрезе плинсбах-тоарский, что совпадает с таковым в районе горы Амба.

СТРОЕНИЕ НИЖНЕГО СТРУКТУРНОГО УРОВНЯ САМАРКИНСКОЙ ПРИЗМЫ

Как видно из приведенных выше частных разрезов эльдовакского комплекса, возраст переходных от кремней к терригенным породам слоев в различных палеоокеанических фрагментах изменяется от плинсбах-тоарского времени ранней юры до бат-келловейского средней юры, что указывает на разное время подхода их к зоне субдукции. Из этого следует, что и время последующей аккреции этих фрагментов также различно. Учитывая полученные данные о возрасте переходных слоев, можно заключить, что субдукция палеоокеанической плиты и, соответственно, аккреция палеоокеанических образований эльдовакского комплекса осуществлялась непрерывно на протяжении примерно 25 млн. лет. В течение этого времени в Самаркинской призме были аккретированы как минимум четыре разноудаленные от центра спрединга фрагмента осадочного чехла субдуцировавшейся палеоокеанической плиты, хотя в действительности их может быть и больше, если будут установлены промежуточные датировки переходных слоев в других фрагментах. Таким образом, на данный момент в составе эльдовакского комплекса выделяется четыре тектоно-стратиграфические единицы, сложенные комплексами последовательно сменяющихся осадочных образований центральной и краевой (приконтинентальной) частей палеоокеанической плиты и отличающихся как возрастом аккретированных палеоокеанических фрагментов, так и временем их аккреции.

Реконструировав геологическую ситуацию на конец раннего мела (рис. 3) – время левосторонних перемещений вдоль Центрального Сихотэ-Алинского разлома (в качестве реперов амплитуды перемещения использованы разобщенные блоки Сергеевского террейна), можно видеть, что возраст переходных слоев, а, соответственно, и время аккреции палеоокеанических образований закономерно омолаживаются в юго-восточном направлении. Нарастивание разреза призмы также осуществляется в юго-восточном направлении, т.е. в сторону, прямо противоположную генеральному падению слоев (рис. 4). Другими словами, в

строении эльдовакского комплекса отмечается характерная особенность – относительно молодые палеоокеанические породы и перекрывающие их терригенные отложения залегают структурно ниже, чем более древние. В целом эльдовакский комплекс характеризуется как бы обратной стратификацией слагающих его образований, хотя в пределах каждой конкретной структурной единицы разреза стратиграфическая последовательность отложений нормальная (от более древних к более молодым). Выявленная особенность строения эльдовакского комплекса является классической для аккреционных призм.

Каждая тектоно-стратиграфическая единица, несмотря на внешнее однообразие состава и строения, имеет свои фациальные отличия. Так, катэнский разрез характеризуется наличием пачек переслаивания серых кремней и серых пелитоморфных известняков. Среди кремней бревесного разреза присутствуют слои обломочных пород, состоящие их обломков базальтов, кремней, кремнистых аргиллитов, вулканического стекла и плагиоклазов псаммитовой размерности (3–5 мм). В Амба-Матайском районе наряду с мезозойскими кремнями присутствуют пластины позднепермских кремней. В условиях сложной дислоцированности пород Самаркинского террейна в современной структуре Сихотэ-Алиня, а также плохой обнаженности указанные фациальные отличия могут служить своеобразными маркирующими элементами для расшифровки геологического строения при проведении геолого-съёмочных работ и составлении геологических карт. Следует также отметить, что накопление терригенной части матайского разреза периодически сопровождалось проявлением базальтового вулканизма (см. рис. 2). Геодинамическая природа его не ясна. В составе песчаников, кроме сиалического материала, присутствует вулканокластика окраинноконтинентальной или островной дуги. В других разрезах проявления вулканизма не установлены. Вероятно, режимы субдукции палеоокеанической плиты на ранних и поздних ее этапах были тогда различны и определялись, по-видимому, как морфологическими особенностями субдуцирующейся плиты, так и направлением субдукции (фронтальная или косая).

Литологическое однообразие палеоокеанических фрагментов нижнего структурного уровня Самаркинской призмы, представленных, в основном, пелагическими кремнями, показывает, что в средне-позднеюрское время аккретировалась слаборасчлененная (без сколько-нибудь существенных подводных гор и возвышенностей) часть палеоокеанической плиты. Напротив, верхний структурный уровень Самаркинской призмы сложен преимущественно фрагментами офиолитовой ассоциации, интерпретируемой как палеоокеаническое плато [8, 19], на возвышенных участках и островах которого формировались карбонатные

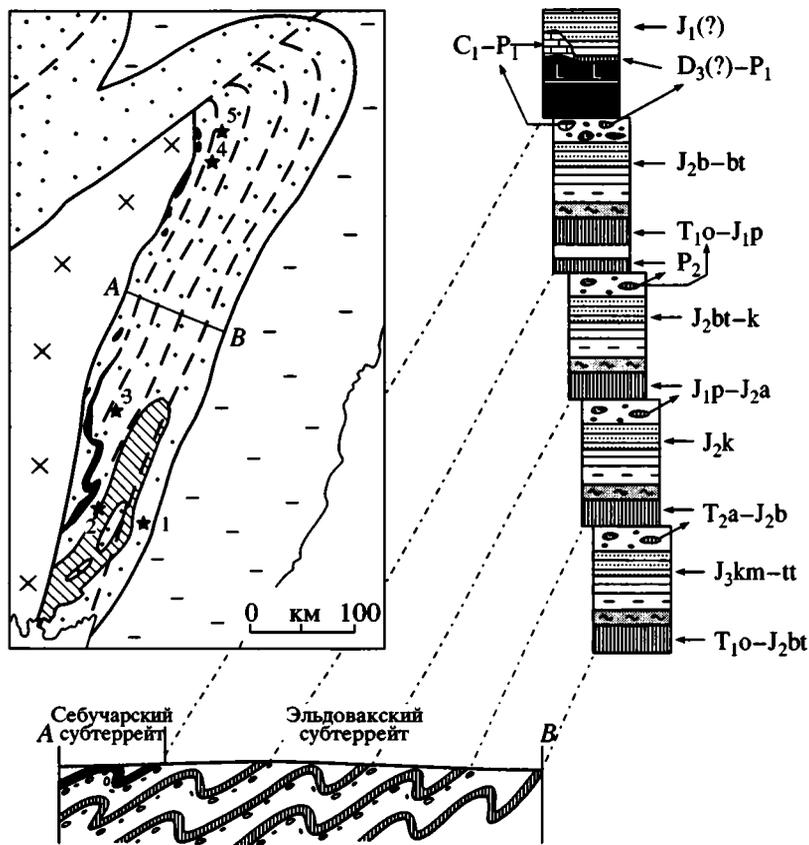


Рис. 4. Генерализованный разрез Самаркинской призмы и стратиграфические колонки выделенных тектоно-стратиграфических единиц.
Условные обозначения см. на рис. 1 и 2.

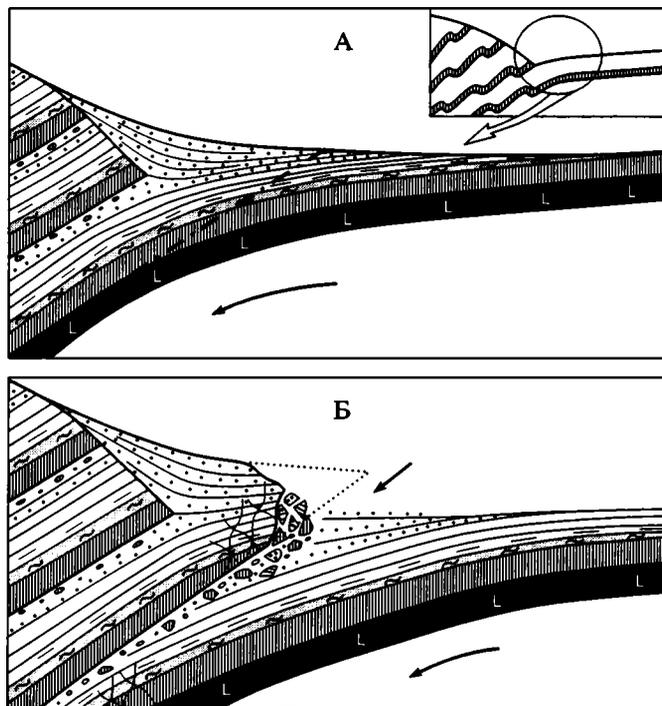


Рис. 5. Модель механизма аккреции (А) и образования олистостромовых горизонтов (Б).
Условные обозначения см. на рис. 2.

постройки, а в котловинах, прилегающих к возвышенностям, – кремнистые и кремнисто-глинистые отложения. Эти морфологические и вещественные отличия в пределах субдвинутой палеоокеанической плиты, а, соответственно, и аккретированных фрагментов позволяют разделить Самаркинскую призму на два субтеррейна – Себучарский и Эльдовакский, характеризующих, соответственно, ее верхний и нижний структурные уровни.

Суммируя вышеизложенное, можно заключить, что в строении нижнего структурного уровня Самаркинской аккреционной призмы (Эльдовакский субтеррейн) принимают участие разновозрастные и разнофациальные образования, представленные чередованием приконтинентальных (терригенных) и пелагических (кремневых) пород. Возраст пелагических образований изменяется от позднепермского до среднеюрского, в то время как возраст терригенных пород юрский (в основном средне-позднеюрский). Учитывая данные о возрасте палеоокеанических пород Эльдовакского субтеррейна, можно говорить, что в него последовательно аккретировались фрагменты позднепермско-триасового, триас-раннеюрского и триас-среднеюрского участков палеоокеанической плиты. Время начала субдукции и, соответственно, последующей аккреции каждого конкретного участка коррелируется с возрастом перекрывающих их терригенных пород, накопление которых осуществлялось уже в желобе в условиях окраиноконтинентальной седиментации. В ранне-среднеюрское время аккретировались фрагменты позднепермско-триасовой части палеоокеанической плиты, а в средне-позднеюрское время, соответственно – триас-раннеюрской и триас-среднеюрской. В строении нижнего структурного уровня Самаркинской аккреционной призмы они (фрагменты) слагают (см. рис. 4) как минимум четыре последовательно нарастающие одна другую тектоно-стратиграфические единицы (амба-матайская, саратовская, бреевская и катэнская), отличающиеся как возрастом аккретированных палеоокеанических фрагментов, так и временем их аккреции. В разрезе призмы они отделены одна от другой горизонтами олистостром (аккреционный меланж). Последние формировались в процессе субдукции океанической плиты, при срыве и дальнейшем пододвигании относительно молодых ее участков под более древние (рис. 5). Этим объясняется, очевидно, установленная идентичность состава и возраста олистолитов олистостромовых горизонтов и перекрывающих их пластин палеоокеанических фрагментов.

ВЫВОДЫ

1. В строении нижнего структурного уровня Самаркинской аккреционной призмы выделяются как минимум четыре последовательно нарастающие одна другую тектоно-стратиграфические единицы, отличающиеся как возрастом ак-

кретированных палеоокеанических фрагментов, так и временем их аккреции.

2. Характерная особенность строения Самаркинской призмы заключается в том, что относительно молодые палеоокеанические породы и перекрывающие их терригенные отложения слагают нижние структурные уровни, тогда как более древние – верхние, что является результатом последовательного причленения разноудаленных от центра спрединга фрагментов осадочного разреза палеоокеанической плиты.

3. Различия в составе и возрасте аккретированных палеоокеанических фрагментов Самаркинской призмы, с учетом их структурного положения, позволяют разделить ее на два субтеррейна – Себучарский и Эльдовакский, характеризующих, соответственно, ее верхний и нижний структурные уровни.

4. Выявленные структурные единицы разреза Эльдовакского субтеррейна являются основой для расшифровки геологического строения региона при проведении геолого-съёмочных работ и составлении геологических карт. Авторы выражают благодарность члену-корреспонденту РАН А.И. Ханчуку за ценные советы и консультации.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 98-05-65346).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бурый Г.И., Филиппов А.Н., Руденко В.С. Стратиграфия и условия образования кремневой толщи правобережья р. Матай (Хорско-Анхойская подзона Центрального Сихотэ-Алиня) // Литогенез и рудообразование в древних и современных морских бассейнах Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 5–16.
2. Волохин Ю.Г., Бурый Г.И., Руденко В.С., Филиппов А.Н. Триасовая кремневая формация Южного Сихотэ-Алиня // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 4. С. 45–57.
3. Голозубов В.В., Мельников Н.Г. Тектоника геосинклинальных комплексов Южного Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. 126 с.
4. Кемкин И.В. Олистостромы в аккреционных комплексах Южного Сихотэ-Алиня. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 23 с.
5. Кемкин И.В., Голозубов В.В. Первая находка раннеюрских радиолярий в кремневых аллохтонах Самаркинской аккреционной призмы (Южный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеанская геология. 1996. Т. 15. № 6. С. 103–109.
6. Кемкин И.В., Руденко В.С. Новые данные о возрасте кремней Самаркинской аккреционной призмы (Южный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17. № 4. С. 22–31.
7. Кемкин И.В., Ханчук А.И. Первые данные о возрасте параавтохтона самаркинского аккреционного комплекса (Южный Сихотэ-Алинь) / Докл. РАН. 1992. Т. 324. № 4. С. 847–851.
8. Кемкин И.В., Ханчук А.И. Юрский аккреционный комплекс Южного Сихотэ-Алиня // Тихоокеанская геология. 1993. № 5. С. 31–42.

9. Клец Т. В. Биостратиграфия и конодонты триаса среднего Сихотэ-Алиня. Новосибирск: Изд-во НГУ, 1995. 111 с.
10. Мазарович А.О. Тектоническое развитие Южного Приморья в палеозое и раннем мезозое // М.: Наука, 1985. 103 с.
11. Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизийная тектоника Юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеанская геология. 1991. № 5. С. 3–23.
12. Натальин Б.А., Фор М., Монье П., Борукаев Ч.Б., Приходько В.С., Врублевский А.А. Анюйский метаморфический купол (Сихотэ-Алинь) и его значение для мезозойской геодинамической эволюции восточной Азии // Тихоокеанская геология. 1994. № 6. С. 3–25.
13. Парфенов Л.М., Ноклеберг У.Дж., Ханчук А.И. Принципы составления и главные подразделения легенды геодинамической карты северной и центральной Азии, юга российского Дальнего Востока, Кореи и Японии // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17. № 3. С. 3–13.
14. Смирнова О.Л., Лепешко В.В. Биостратиграфия и геологическое строение вулканогенно-кремнисто-терригенных отложений Центральной зоны Сихотэ-Алиня (Приморский край, бассейн реки Горной) // Палеонтолого-стратиграфические исследования фанерозой Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1991. С. 30–53.
15. Соколов С. Д., Диденко А.Н., Григорьев В.Н., Алексютин М.В., Бондаренко Г.Е., Крылов К.А. Палеотектонические реконструкции Северо-Востока России: проблемы и неопределенности // Геотектоника. 1997. № 5. С. 72–90.
16. Филиппов А.Н., Бурый Г.И., Руденко В.С. Стратиграфическая последовательность вулканогенно-осадочных образований Самаркинского террейна (Центральный Сихотэ-Алинь): летопись палеоокеанической седиментации // Тихоокеанская геология. 2001. Т. 20. № 3 (в печати).
17. Филиппов А.Н., Кемкин И.В., Панасенко Е.С. Раннеюрские гемипелагические отложения Самаркинского террейна (Центральный Сихотэ-Алинь): строение, состав и обстановки накопления // Тихоокеанская геология. 2001. Т. 19. № 4. С. 83–96.
18. Ханчук А.И., Кемкин И.В., Панченко И.В. Геодинамическая эволюция юга Дальнего Востока в среднем палеозое-раннем мезозое // Тихоокеанская окраина Азии. Т. 1. Геология. М.: Наука, 1989. С. 218–255.
19. Ханчук А.И., Панченко И.В. Гранатовое габбро в офиолитах Южного Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР. 1991. Т. 321. № 4. С. 800–803.
20. Ханчук А.И., Панченко И.В., Кемкин И. В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Сахалина в позднем палеозое и мезозое. Препринт. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 56 с.
21. Berger W.H., Winterer E.L. Plate stratigraphy and fluctuating carbonate line // Pelagic sediments on land and under the sea / Eds. Hsu K.J. and Jekhyns H. // International Association of Sedimentologists. Special Publication. 1974. № 1. P. 11–48.
22. Huene R., Langseth M., Nasu N., Okada H. A summary of Cenozoic tectonic history along IPOD Japan Trench transect // Geological Society of America Bulletin. 1982. Vol. 93. P. 829–846.
23. Karig D.E., Sharman F.G. Subduction and accretion in the trenches // Geological Society of America Bulletin. 1975. Vol. 86. P. 377–389.
24. Khanchuk A.I. Tectonics of Russian Southeast // Chishitsu News. 1994. № 480. P. 19–22.
25. Matsuda T., Isozaki Y. Well-documented travel history of Mesozoic pelagic chert in Japan: From remote ocean to subduction zone // Tectonics. 1991. Vol. 10. P. 475–499.
26. Nakae S. A formative process of the sedimentary complex of the Tamba Terrane in the Wakasa area, Southwest Japan: An example of continuous accretion // Journal of the Geological Society of Japan. 1992. Vol. 98. № 5. P. 401–413.
27. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Mongwer J.W. H., Khanchuk A.I., Stone D.B., Scholl D.W., Fujita K. Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific // U. S. Geological Survey. Open-file report 98–754. 1998. 215 p.
28. Ogawa Y. Variety of subduction and accretion processes in Cretaceous to Recent plate boundaries around southwest and central Japan // Tectonophysics. 1985. Vol. 112. P. 493–518.
29. Piper D.I. W., von Huene R., Duncan J.R. Late Quaternary sedimentation in the active eastern Aleutian trench // Geology. 1973. Vol. 1. № 1. P. 19–22.
30. Seely D.R., Vail P.R., Walton G.G. Trench slope model // The geology of continental margins / Eds. Burk C.A., Drake C.L. New York. Springer-Verlag, 1974. P. 249–260.
31. 6000 meters deep: A Trip to the Japanese Trenches / Eds. Fujioka K., Taira A. et al. Ifremer (CNRS) University of Tokyo Press, 1988. 103 p.

Рецензенты: Н.В. Короновский, А.О. Мазарович

Structure and Formation History of the Samarka Accretionary Prism, Southern Sikhote-Alin

I. V. Kemkin and A. N. Filippov

Far-East Geological Institute, Far-East Division, Russian Academy of Sciences, Vladivostok 100th Anniversary 159, Vladivostok-22, 690022 Russia

Abstract—The lithological and biostratigraphic studies of the siliceous-clastic rock sequences of the Samarka accretionary prism resulted in dating the transitional pelagic to clastic sediments of the prism and reconstructing its formation history. The lower structural unit of the prism was found to include at least four minor tectonostratigraphic units, successively accreting one another, which differ both in the age of the accreted paleoceanic fragments and in the time of their accretion. The relatively young pelagic rocks and the overlying clastic sediments occur at a structurally lower level than the older ones. This structure of the Samarka prism is believed to have been caused by the successive accretion of the paleoceanic plate fragments of different ages. Based on the differences in the lithology and age of the accreted fragments of the Samarka prism, the latter was subdivided into two subterrane, Sebuchar and Eldovak, representing its upper and lower structural units, respectively.

УДК 551.242.51/243.12(236)

СООТНОШЕНИЕ РИФТОВ ПОЗДНЕГО ФАНЕРОЗОЯ СО СТРУКТУРАМИ ДОКЕМБРИЯ В АФРИКАНСКО-АРАВИЙСКОМ РЕГИОНЕ

© 2002 г. Е. А. Долгинов, Ж. А. Ф. Д'Альмейда

Российский университет дружбы народов, 117198, Москва, ул. Миклухо-Маклая, 6
Поступила в редакцию 22.03.2001 г.

В Африканско-Аравийском регионе рифты кайнозоя, мезозоя и позднего палеозоя–раннего мезозоя совпадают с гранулитовыми поясами докембрия, сохранившими температурно-тектоническую активность до конца позднего протерозоя. Такая структурная детерминированность рифтов может быть объяснена или реактивизацией древних эндогенных систем гранулитовых поясов (условия активного рифтогенеза), или разрывом по этим структурам докембрийской литосферы при ее региональных растяжениях (условия пассивного рифтогенеза).

А. Холмс [17] первым указал на совпадение кайнозойских рифтов Восточной Африки с докембрийским Мозамбикским подвижным поясом, закончившим развитие в пан-африканскую эпоху диастрофизма (700–600 ± 100 млн. лет назад). Впоследствии подобные соотношения со складчатými поясами позднего протерозоя, главным образом, пан-африканскими, были отмечены многими западными и российскими геологами как для позднекайнозойских рифтов Африканско-Аравийской рифтовой мегасистемы, так и рифтов мезозоя Центральной Африки и перми-раннего мезозоя Юго-Восточной Африки. В настоящей статье рассмотрены дополнительные закономерности соотношения разновозрастных фанерозойских рифтов Африканско-Аравийского региона со структурами древнего фундамента (рис. 1).

Анализ материалов показал, что позднекайнозойские Кенийский и Эфиопский рифты Восточной Африки совпадают не только с Мозамбикским поясом, но также и, что особенно важно, с его осевой зоной, сложной метаморфическими породами гранулитовой фации. Кенийский рифт расположен на простирации крупной зоны гор Паре-Усамбара-Улугуру Восточной Танзании, в которой вскрываются так называемые “восточные гранулиты” (рис. 2). Согласно изотопным определениям Sm-Nd методом, протолит этих пород образовался в интервале 1.0–1.1 млрд. лет назад за счет ювенильного материала [28], а их катазональный метаморфизм произошел при $T = 740–820^{\circ}\text{C}$, $P = 8–9.8$ кбар на севере и $T = 700–780^{\circ}\text{C}$ и $P = 8.4–10.2$ кбар на юге [7] в интервале 715–640 млн. лет назад [30]. В отличие от восточных гранулитов, гнейсы и мигматито-гнейсы, распространенные в более западных зонах Мозамбикского пояса, являются продуктами позднепротерозойской ремобилизации архейских и отчасти раннепротерозойских комплексов [28]. Следует отметить, что указанные выше результа-

ты изотопных определений возраста метаморфических пород танзанийского сегмента Мозамбикского пояса находятся в резком противоречии с наиболее распространенной точкой зрения об их архейском возрасте [18].

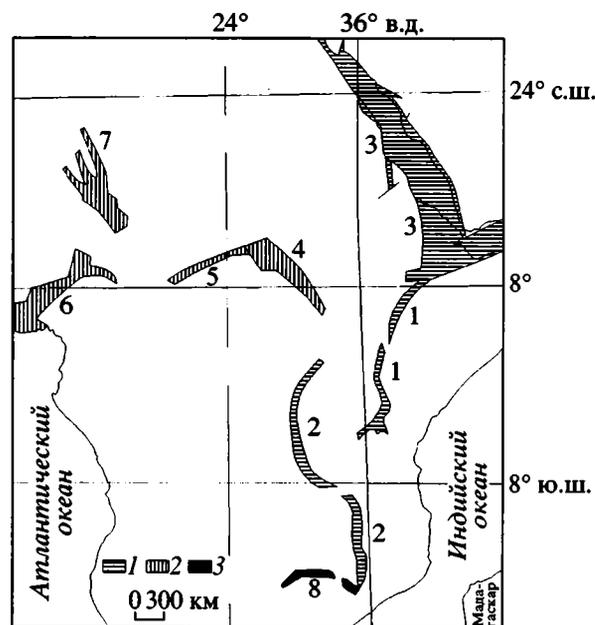


Рис. 1. Схема расположения кайнозойских, мезозойских и позднепалеозойско-мезозойских рифтов Африканско-Аравийского региона, рассмотренных в статье 1–3 – рифты: 1 – позднего кайнозоя Африканско-Аравийской мегасистемы, 2 – мезозоя Центрально-Африканской системы, 3 – перми-мезозоя Юго-Восточной Африки.

Рифты (цифры на схеме): 1, 2 – Восточно-Африканской системы: 1 – Восточной (см. рис. 2) и 2 – Западной ветвей (см. рис. 3, 4); 3 – Красного моря–Афара, 4 – Муглад (см. рис. 5), 5 – Саламат-Добо (см. рис. 6), 6 – Бенуэ (см. рис. 6), 7 – Восточного Нигера (см. рис. 7), 8 – перми-мезозоя (Лупата, Кабора Басса, Мана Пулз) (см. рис. 4)

ленное обособлением массивных дунитовых ядер, периферийных сланцеватых перидотит-пироксенитовых зон и зон чередования оливиновых норитов, лейконоритов и амфибол-плаггиоклазовых пегматитов [9]. За пределами рифтовой долины распространены мигматизированные лейкократовые и серые (полевошпат-биотитовые) гнейсы серий Явелло, Авата, Алга и другие нерасчлененные лейко- и мезократовые гнейсы с кварцитами, амфиболитами и мраморами.

Хорошо выражено совпадение с гранулитовыми зонами складчатых поясов позднего протерозоя рифтов озер Танганьика, Руква, Малави, Альберта. Особенно четко оно проявлено для рифта оз. Руква, расположенного вдоль протерозойского Убендийского складчатого пояса, разделяющего архейский Танзанийский кратон (на севере) и раннепротерозойский кратон Бангвеулу (на юге). Структуры Убендийского пояса сложены преимущественно гнейсами архея, среди которых главную роль играют ретроградно измененные пироксеновые гнейсы Убенди и Ваколе (рис. 3), которые доминируют на западном окончании пояса непосредственно на простирации рифта. Среди гнейсов архея имеются фрагменты метатерригенного комплекса позднего протерозоя, деформированного, скорее всего, в ирумидскую фазу тектогенеза (1200 млн. лет).

На восточном простирации Убендийского складчатого пояса расположена цепь гор Ливингстон, вдоль которой вскрываются катазоноально метаморфизованные породы раннего докембрия, скорее всего, архея, и ассоциирующие с ними также, вероятно, архейские габбро-анортозиты, образующие линейные тела очень большой протяженности. Ассоциация этих пород находится на отрезке между рифтами озер Руква и Малави и, таким образом, является их общим гранулит-базитовым основанием.

Центральная и особенно северная части рифта оз. Танганьика обрамляются поднятиями глубоко метаморфизованных архейских комплексов, выступающими среди позднепротерозойских складчатых толщ Кибарского складчатого пояса (см. рис. 3). Эти комплексы изучены слабо, однако наличие архейских меланократовых гнейсов на западном побережье оз. Танганьика (на самом севере Замбии) позволяет предполагать присутствие в них гранулит-базитов. Рифт оз. Альберта в Уганде, являющийся северным звеном Западной ветви позднекайнозойских рифтов Восточно-Африканской системы, с востока и запада обрамляется архейскими гранулитами серии Ватан. Совместно эти гранулиты образуют пояс, разделяющий области раннепротерозойских структур Уганды и архейских структур Заира.

И, наконец, рифтовая впадина оз. Малави на значительном протяжении совпадает с зонами катаметаморфизованных пород группы Ангония и серии Унандо (рис. 4), сложенными, главным об-

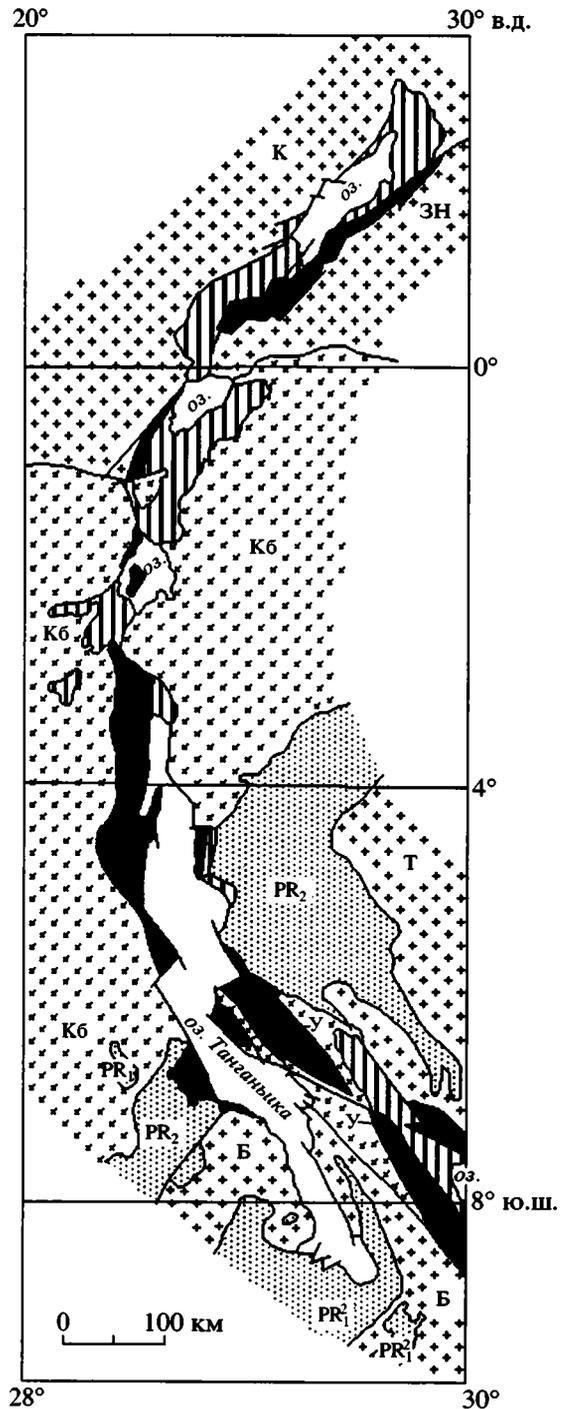


Рис. 3. Соотношение позднекайнозойских рифтов Западной ветви Восточно-Африканской системы с комплексами позднепротерозойских поясов складчатости. Условные обозначения см. на рис. 2.

Буквы на схеме: кратоны: архейские: Т – Танзанийский, К – Конго; раннепротерозойские: Б – Бангвеулу, ЗН – Западно-Нильский (подвергшийся пан-африканской активации); позднепротерозойские пояса складчатости: К6 – Кибарский (1280–1300 млн. лет), У – Убендийский (1000–900 млн. лет); чехольные (эпикратонные) комплексы: PR₂ – позднепротерозойский, PR₁ – раннепротерозойский

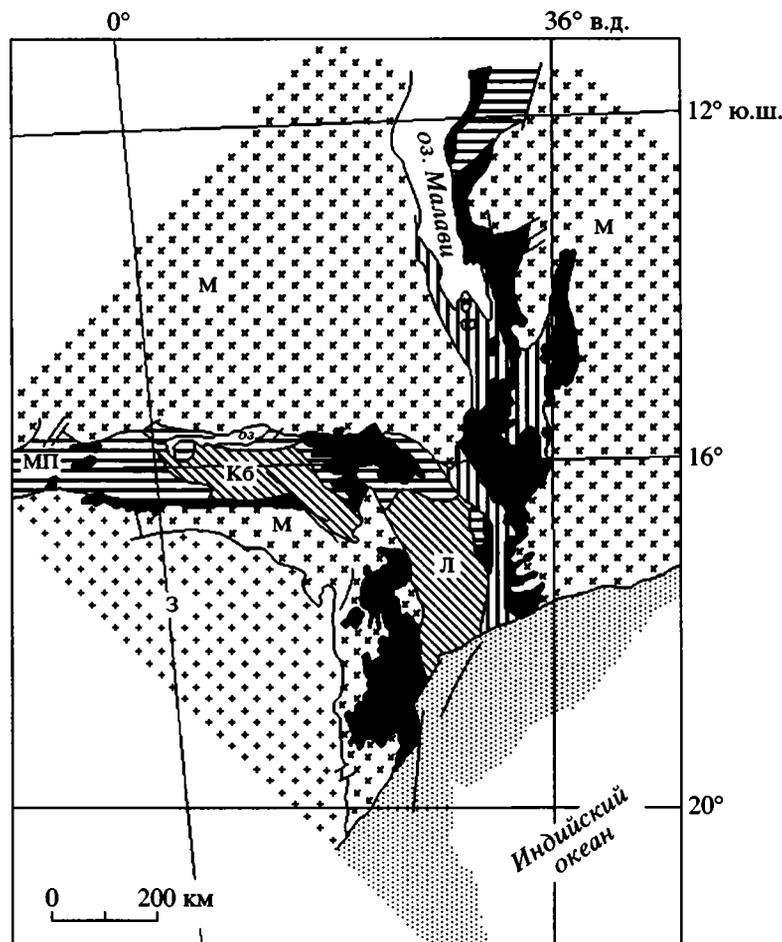


Рис. 4. Соотношение позднекайнозойского рифта оз. Малави-Шире Западной ветви Восточно-Африканской системы и пермско-мезозойских рифтов нижнего течения р. Замбези с комплексами пан-африканского Мозамбикского пояса складчатости

Условные обозначения см. на рис. 2.

Буквы на схеме: З – архейский кратон Зимбабве; рифты перм–мезозоя: Л – Лупата, КБ – Кабора Басса, МП – Мана Пулз

разом, основными гранулитам. Последние включают лейкократовые и нефелинитовые ортогнейсы, кварциты, в разных количествах мраморы, графитовые гнейсы и серпентиниты. Серпентиниты представляют собой, скорее всего, метаморфизованные складчатые ультрабазиты, более молодые относительно гранулитов, но совместно с ними деформированные во время ирумидской фазы тектогенеза, датированной в 1200 млн. лет.

Имеются серьезные основания считать, что и крупнейший рифт Красного моря, хотя и находится внутри пан-африканской гранито-зеленокаменной области, в значительной степени совпадает с гранулитовым поясом, разделявшим Аравийскую и Нубийскую части “дорифтового” щита.

Ключевое значение здесь имеет остров Забардаг, находящийся в 15 км западнее Осевого океанического трога Красноморского рифта. На этом острове вскрываются докембрийский фундамент

рифта и залегающие на нем отложения миоцена (возможно, также мела–палеогена), относящиеся к основанию многокилометрового разреза Главного трога рифта. В строении фундамента преобладают лейко- и, особенно, меланократовые гранулиты, прорванные ультрабазитами.

Изотопными исследованиями Sm-Nd и Rb/Sr методами определены возраст протолита этих пород в 1.0–1.2 млрд. лет и время его катазонального метаморфизма в интервале 665 ± 8 – 699 ± 34 млн. лет назад при $T = 850^\circ\text{C}$ и $P = 10$ кбар [23]. Считается, что гранулиты представляют фрагмент нижней континентальной коры Аравийско-Нубийского щита, структурно обособившийся от его гранит-зеленокаменных областей в пан-африканскую фазу диастрофизма [22]. Ультрабазиты имеют, скорее всего, тот же позднепротерозойский возраст, что и в пределах Аравийско-Нубийского щита, где они ассоциируют с зеленокаменными комплексами рифея и раннего венда.

Вторым районом, важным для понимания тектонической природы фундамента рифта Красного моря, является Эритрея, территория которой в тектоническом отношении является частью Аравийско-Нубийского щита. На ее большей площади вскрываются гранит-зеленокаменные ассоциации позднего протерозоя. Исключение представляет широкая полоса, протягивающаяся вдоль побережья Красного моря, в которой распространены глубоко метаморфизованные породы докембрия. Среди последних преобладают мигматизированные амфиболиты, диорит-роговообманковые и “серые” гнейсы, гранат-кианитовые сланцы; с приближением к Красному морю метаморфизм пород увеличивался до гранулитовой фации. Считается, что полоса этих пород представляет собой “горст нижней коры” [10].

Из сказанного следует, что как во внутренней, так и в периферийной зоне западной половины Главного трога рифта Красного моря мы имеем свидетельства преобладания в ее фундаменте комплексов катазонально метаморфизованных пород. Именно эти комплексы образуют, по-видимому, тот акустический фундамент со скоростями $V_p = 6.5-6.63$ км/с, который определялся как “квазиокеанический комплекс” [26] или “комплекс нижней коры” [32]. Нельзя исключать, что в этот высокоплотностной фундамент входят также палеоген-миоценовые и меловые интрузии основного состава [23, 27], обусловившие дополнительную “базификацию” древнего гранулитового субстрата.

Менее определенной является природа фундамента восточной половины Главного трога рассматриваемого рифта. Согласно сейсмическим данным, в северной части Красного моря он является по преимуществу континентальным [26], но на юге, в береговой и офшорной зонах Саудовской Аравии, становится ярко выраженным высокоскоростным [14], т.е. более меланократовым. Можно предполагать, что в данном районе фундамент сложен теми же высокоплотностными гранулитогнейсами, которые вскрываются в прилегающих районах Аравийского полуострова [29, 35].

Итак, все изложенное выше показывает, что рифт Красного моря, хотя и расположен между позднепротерозойскими гранит-зеленокаменными областями Аравийско-Нубийского щита, в действительности образовался вдоль пояса гораздо более глубоко метаморфизованных пород нижней коры, разделявшего эти области до кайнозойского рифтинга. Фрагменты этого пояса выступают лишь местами вдоль противоположных прибрежных зон рифта и на островах Красного моря.

Не менее четко выражена сопряженность с гранулитовыми поясами пан-африканского фундамента мезозойских рифтов Центральной и Северо-Восточной Африки. Наиболее выразительной является связь с такого рода поясом крупного погребенного рифта Муглад Южного Судана.

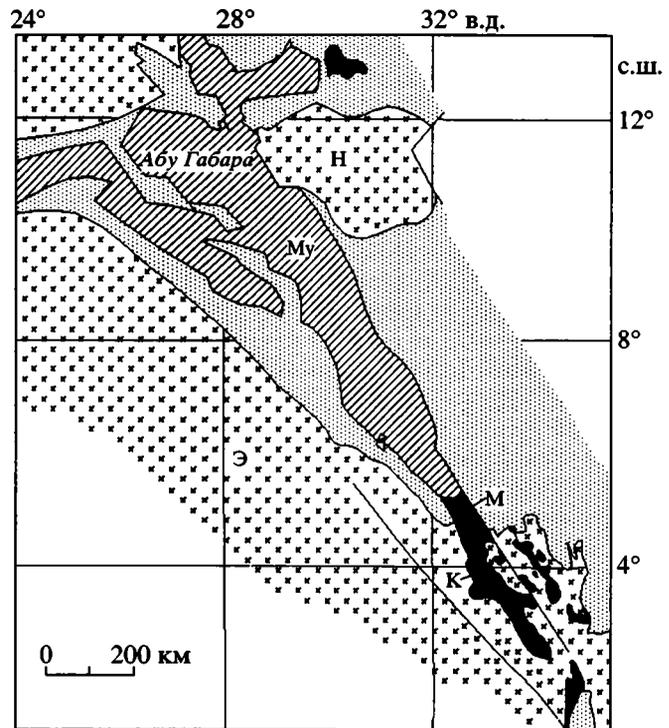


Рис. 5. Соотношение мезозойского рифта Муглад с пан-африканскими комплексами Мозамбикского пояса и Центрально-Африканского кратона
Условные обозначения на рис. 2.

Буквы на схеме – районы распространения пан-африканских комплексов: Н – горы Нуба и Э – Экватория Южного Судана, К – Карамойя Уганды и М – Митсок Южного Судана; Му – рифт Муглад

Рифт Муглад протягивается на многие сотни километров в запад-северо-запад–восток-юго-восточном направлении, постепенно сужаясь к юго-востоку. К северу и югу от него в крупных поднятиях, соответственно в горах Нуба и провинции Экватория, вскрываются однообразные мигматизированные биотитовые, амфибол-биотитовые и лейкократовые гнейсы раннего докембрия. В области юго-восточного выклинивания рифта можно видеть, что его осевая зона находится на простирации крупного гранулитового пояса, который протягивается в пан-африканском фундаменте из Судана через горы Карамойя Уганды на северо-запад Кении (рис. 5). Гранулитовый пояс сопровождается крупными разломами, возможно, имеющими отношение к рифту. Гранулиты (группы Иматсок Судана, Карамойя и Китгам Уганды) представлены гиперстенowymi гнейсами, эндербитами, чарнокитами и прорваны ультрабазитами позднего протерозоя. Наиболее вероятно, что именно эти катазональные породы образуют высокоплотностной фундамент, выявленный под осевой зоной рифта [33].

Погребенные меловые рифты Саламат и Досею Центрально-Африканской Республики и Чада, расположенные в зоне субширотного линеймента

Борогоп, находятся на простирании крупного гранулитового пояса Джакон, пересекающего территорию Камеруна от его границы с Чадом до атлантической окраины Африки (рис. 6). Этот гранулитовый пояс является составным тектоническим элементом пан-африканского фундамента, сложенного за пределами пояса ремобилизованными и гранитизированными гнейсами архея и, возможно, отчасти раннего протерозоя. Пояс сопровождается крупными докембрийскими надвигами и более поздними разломами, относящимися к линейменту Борогоп. С этими разломами в Камеруне сопряжены небольшой меловой грабен Джером, вероятно, также рифтового происхождения, а также центры кайнозойского вулканизма так называемой "Линии Камеруна" [31].

Геофизические и геологические данные дают основание считать, что и крупный инверсионный меловой рифт Бенуэ также образовался вдоль гранулитового пояса пан-африканского фундамента. Свидетельством этому являются следующие факты. С приближением с востока к рифту в структуре пан-африканского фундамента исчезают гранитоиды, образующие на территории Восточного Камеруна многочисленные крупные батолиты. Такая картина обычно наблюдается при переходе из зон зеленосланцевой и амфиболитовой фаций в зону гранулитов. Действительно, в районе Обуду Нигерии, прилегающем к рифту Бенуэ, в докембрийском фундаменте широко распространены амфибол-пироксеновые и "серые" (диоритовые и тоналитовые) гнейсы [11].

Аналогичное соотношение со структурами и комплексами пан-африканского фундамента

имеет рифтовый прогиб Восточного Нигера: его осевая зона находится на простирании пояса архейско-протерозойских гранулитов Эдембо и Эгере-Алексод, вскрывающихся соответственно на северо-востоке и севере Туарегского щита (рис. 7) [24].

Согласно гравиметрическим данным, с приближением к рифтам Бенуэ и Восточного Нигера происходит региональное изменение поля силы тяжести от фоновых -100 , -60 до -40 мГал и до $+20$ мГал в осевых зонах рифтов, что указывает на увеличение плотностных свойств докембрийского фундамента, т.е. на подъем к этим зонам более глубоких комплексов материковой коры [8, 12].

Внутриконтинентальные рифты перми-мезозоя расположены в Юго-Восточной Африке. К их числу относятся крупные рифты Кабора Басса и Лупата. Эти рифты разделены поднятием докембрийского фундамента, в котором вскрываются габбро-анортозиты и пироксениты так называемого "массива Тете" и складчатые с ними основные гранулиты группы Чангара [34] (см. рис. 4). Севернее и южнее "массива Тете" докембрийский фундамент сложен породами преимущественно гранитоидного состава. Природа "массива Тете" остается не вполне ясной. Образующие его породы могут быть как протолитом гранулитов, так и продуктами выплавки при ремобилизации катазонально метаморфизованных пород в первой половине позднего протерозоя. По составу, типу и возрасту этот массив имеет большое сходство с массивами базитов более восточных провинций Мозамбика, также ассоциирующихся с гранулитами ирумидского возраста (1000 млн. лет).

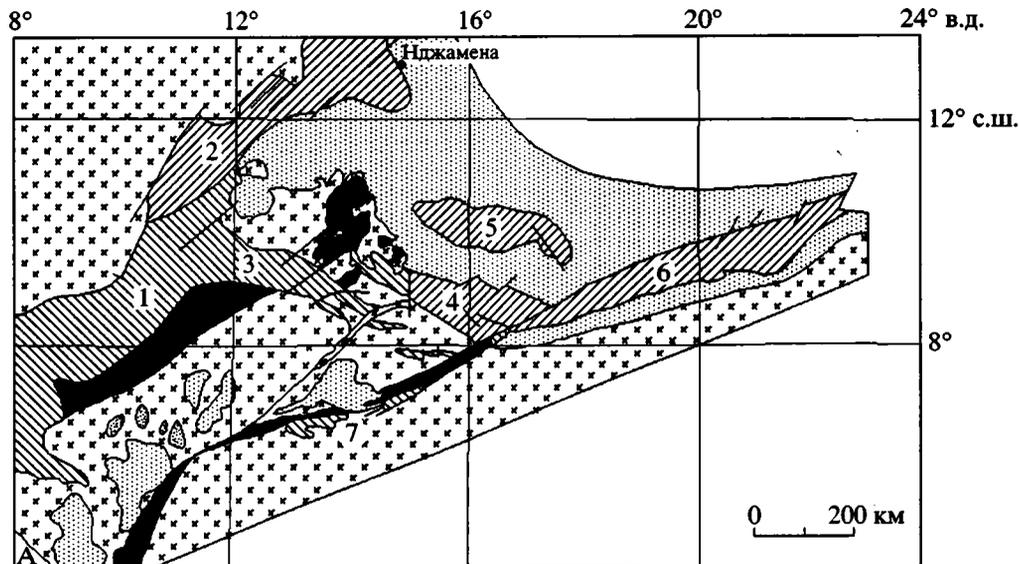


Рис. 6. Соотношение мезозойских рифтов с пан-африканскими комплексами фундамента Центрально-Африканского кратора

Условные обозначения см. на рис. 2.

Рифты (цифры на карте): 1 – Бенуэ, 2 – Гонула, 3 – Йола, 4 – Доба, 5 – Бонгор, 6 – Досео-Саламат, 7 – Джером; А – Атлантический океан

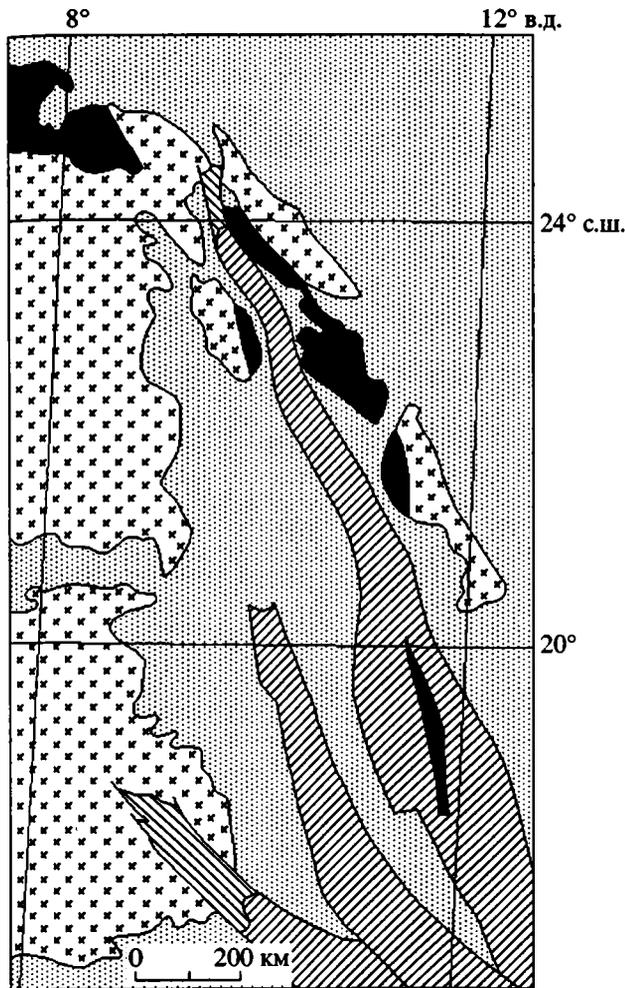


Рис. 7. Соотношение окончания мезозойского рифта Восточного Нигера с пан-африканскими комплексами Туарегского щита.

Условные обозначения см. на рис. 2.

К югу от района Тете рифт Лупата обрамляется с запада и востока полосами гранулитов, соответственно групп Мадзуре и Моталола-Унанго, которые с удалением от рифта сменяются широкими полями распространения гранито-гнейсовых комплексов (см. рис. 4). Комплекс гранулитов и базитов-ультрабазитов, аналогичный "массиву Тете", выступает также из-под рифта Кабора Басса в поднятии Чаворе, отделяющем последний от расположенного западнее более мелкого одно-возрастного рифта Мана Пулз [15]. В целом мы имеем явное свидетельство заложения рифтов Кабора Басса и Лупата в докембрийском меланократовом субстрате, соответствующем глубинным уровням материковой коры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенное выше свидетельствует о четкой "привязанности" в Африканско-Аравийском регионе фанерозойских рифтов трех главных гене-

раций к гранулитовым зонам поясов и областей складчатости позднего протерозоя и, таким образом, о детерминированности рифтогенеза древними латеральными неоднородностями материковой коры и, вероятно, литосферы. Это же, но в более крупном масштабе, относится к рифтам, разрушившим Гондвану, которые также образовались по позднепротерозойским гранулитовым поясам, но значительно более крупных размеров [1–5, 19]. Таким образом, совпадение рифтов с зонами и поясами катазонольно метаморфизованных пород имеет глобальную закономерность.

Возможны два варианта объяснения данной закономерности внутриматерикового рифтинга: или он связан с активизацией автономных глубинных систем гранулитовых поясов докембрия, или последние являются лишь ослабленными зонами древней литосферы, по которым происходили ее рифтогенерирующие разрывы в обстановке региональных и суперрегиональных растяжений. Авторы статьи склоняются к первой версии причин детерминированности внутриматериковых рифтов, имея в виду как особенности развития и глубинной структуры гранулитовых поясов (неоднократное проявление вдоль них до-рифтовой флюидно-магматической активности и тектонической подвижности, сокращенную мощность литосферы [25 и др.]), так и очень большую длительность развития многих докайнозойских рифтов, происходившего без нарушения сплошности земной коры и литосферы. Однако у читателя есть полное право выбора на этот счет в соответствии с имеющимися у него аргументами или мотивациями.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Долгинов Е.А. Главные черты строения и развития Красноморско-Мозамбикского пояса // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1977. Т. 52. № 1. С. 101–115.
2. Долгинов Е.А. К проблеме происхождения океанов // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1979. Т. 54. Вып. 1. С. 22–45.
3. Долгинов Е.А. Докембрийская история материков и глобальный тектогенез // Итоги науки и техники. Общая геология. М.: ВИНТИ АН СССР, 1982. Т. 15. 115 с.
4. Долгинов Е.А. Раннедокембрийские метаморфические комплексы на окраинах современных континентов. М.: ВИЭМС, 1985. 46 с.
5. Долгинов Е.А., Поникаров В.П., Разваляев А.В. Ранние стадии развития зон рифтогенеза (на примере Африканско-Аравийского рифтового пояса) // Проблемы рифтогенеза. Тез. докл. Иркутск: Сиб. отд. АН СССР, 1976. С. 5–11.
6. Achauer V., Maguire P.K.H., Mechie J., Green W.U. and KRISP Working Group. Some remarks on the structure and geodynamics of the Kenya Rift // Tectonophysics. 1992. Vol. 213. P. 257–268.
7. Appel P., Moller A., Schenk V., Muhongo S. Granulite facies metamorphism and P-T evolution in the Mozambique Belt of Tanzania // Geos. Res. in Northern Africa. Balkema – Rotterdam – Brookfield, 1993. P. 171–175.

8. *Benkheilil J.* The origin and evolution of the Cretaceous Benue Trough (Nigeria) // *J. Afr. Earth Sci.* 1989. Vol. 8. № 2/3/4. P. 251–22.
9. *Davidson A.* The Omo River Project: Reconnaissance Geology and Geochemistry of part of Illubador, Kefa, Gemu Gofa and Sidamo, Ethiopia. Ethiop. Inst. Geol. Surv. Bull. 2 and Can. Intern. Devel. Agency, 1983. 89 p.
10. *Drury S.A., De Souza Filho C.R.* Neoprotozoic terrane assemblages in Eritrea: review and prospects // *J. Afr. Earth Sci.* 1988. Vol. 27. № 3/4. P. 331–348.
11. *Ekwueme B. N.* The petrology of southern Obudu Plateau Bambenda Massif, South-Eastern Nigeria // 15-th Coll. Afr. Geol. Univ. Nancy I GIFEG. Abstr. Sept. 1990. P. 256.
12. *Fairhead J.D., Green C.M.* Controls on rifting in Africa and the regional tectonic model for the Nigeria and East Niger rift basins // *J. of Afr. Earth Sciences.* 1989. Vol. 8. № 2/3/4. P. 231–249.
13. *Gichile S.* Granulites in the Precambrian basement of Southern Ethiopia: geochemistry, P-T conditions of metamorphism and tectonic setting // *J. Afr. Earth Sci.* 1992. Vol. 15. № 2. P. 251–263.
14. *Girdler R.W., Underwood M.* The evolution of early oceanic lithosphere in the southern Red Sea // *Tectonophysics.* 1985. Vol. 116. P. 95–108.
15. *Goscombe B., Fey P., Both F.* Structural evolution of the Chewore Inliers, Zambezi Mobile Belt, Zimbabwe // *J. Afr. Earth Sci.* 1994. Vol. 19. № 3. P. 199–224.
16. *Hetzel R., Strecker M.R.* Basement anisotropies along the western shoulder of the Kenya Rift and their relationship to Cenozoic rift structures // *Geoscientific Research in Northern Africa.* Balkema – Rotterdam, 1993. P. 305–310.
17. *Holmes A.* The sequence of Precambrian orogenic belts in South and Central Africa // *Intern. Geol. Congr. XVIII sess. Sec. 14.* London. 1951. P. 254–269.
18. *International Geological Map of Africa.* Sc. 1 : 5000000. Comission for the geological map of the world. UNESCO, 1990.
19. *Katz M.B.* Paired metamorphic belts in precambrian granulite rocks in Gondwanaland // *Geology.* 1974. № 5. P. 15–31.
20. *Kazmin V.* Granulites in Ethiopian basement // *Nature. Phys. Sci.* 1972. Vol. 24. P. 90.
21. *Key R.M., Charsley T.J., Hackman B.D., Wilkinson A.F., Rundle C.G.* Superimposed Upper Proterozoic collision-controlled orogenies in the Mozambique Orogenic Belt of Kenya // *Precambrian Res.* 1989. Vol. 44. P. 197–225.
22. *Lancelot J., Bosch D.* A Panafrikan age for the Lower Continental crust exposed on Zabargad island and implication for early stages of the development of the Red Sea Rift // *CIFEG. 15-th Coll. Afr. Geol. Univ. Nancy,* 10/13. Sept. 1990. Abstr. P. 154.
23. *Lancelot J.R., Bosch D.* A Pan-African age for the HP-HT granulite gneisses of Zabargad island: implications for the early stages of the Red Sea rifting // *Earth and Planetary Sci. Lett.* 1991. Vol. 107. P. 529–549.
24. *Latouche L., Black R.* Pan-African assembly of terranes in the Tuareg Shield // *Geosc. Res. in Northern Africa.* Balkema – Rotterdam, 1993. P. 165–169.
25. *MacDonald R., Williams L.A., Gass I.G.* Tectonomagmatic evolution of the Kenya Rift Valley: Some geological perspectives // *J. Geol. Soc. London,* 1994. Vol. 151. P. 879–888.
26. *Marzouk I., Makris V.* Deep seismic profiles in Egypt // *Bull. Intern. Inst. Seism.* 1989. Vol. 25. P. 1–40.
27. *Milkereit B., Fluh E.R.* Saudi Arabian refraction profile: crustal structure of the Red Sea Arabian Shield transition // *Tectonophysics.* 1985. Vol. 111. P. 283–298.
28. *Moboko M.A.H.* Nd and Sr isotopic investigation of the Archean-Proterozoic boundary in North Eastern Tanzania: constraints on the nature of Neoproterozoic tectonism in the Mozambique Belt // *Prec. Res.* 2000. Vol. 102. P. 97–98.
29. *Mooney W.D., Gettings M.E., Blank H.R., Healy J.H.* Saudi Arabian seismic-refraction profile: a travelttime interpretation of crustal and upper mantle structure // *Tectonophysics.* 1985. Vol. 111. P. 173–246.
30. *Muhongo S.* Late Proterozoic collision in the Mozambique Belt of East Africa // 15-th Coll. Afr. Geol. Univ. Nancy IGIFEG. Abstr. Sept., 1990. P. 240.
31. *Pinna P., Calvez J.Y., Abessolo A., Angel J.M., Mekoulou T., Manonga G., Vernhet Y.* Neoproterozoic events in the Tehollire area: Pan-African crustal growth and geodynamics in Central-Northern Cameroon (Adamawa and North Provinces) // *J. Afr. Earth Sci.* 1994. Vol. 10. № 4. P. 347–354.
32. *Rogers J.J.W., Dabbach M.E., Witting B.M., Widman J.Y.A.* Subsidence and origin on the Northern Red Sea and Gulf of Suez // *J. Afr. Earth Sci.* 1989. Vol. 8. № 2/3/4. P. 614–626.
33. *Schull T.J.* Rift Basins of Interior Sudan: Petroleum Exploration and Discovery // *AAPG. Bull.* 1988. Vol. 72. № 10. P. 1128–1142.
34. *Vasconcelos L.S.* Overview of the Moatire Coal Basin geology, Tete Province, Republic of Mozambique // *Chron. Rech. Min.* 2000. № 538. P. 25–38.
35. *Voggenreiter W., Hottzl H.* Kinematic evolution of the Southwestern Arabian continental margin: implications for the origin of the Red Sea // *J. Afr. Earth Sci.* 1989. Vol. 8. № 2/3/4. P. 541564.

Рецензенты: Ю.Г. Леонов, В.Г. Казьмин

Relationship between Late Phanerozoic Rifts and Precambrian Structures in the Africa-Arabia Region

E. A. Dolginov and G. A. F. D'Almeida

Russian University of Peoples' Friendship, ul. Miklukho-Maklaya 6, Moscow, 117198 Russia

Abstract—Cenozoic, Mesozoic, and Late Paleozoic–Early Mesozoic rifts in the Africa-Arabia region coincide with Precambrian granulite belts, which remained thermally and tectonically active till the latest Proterozoic. The structural determination of the rifts is due either to the reactivation of ancient endogenic granulite belt systems (active rifting) or to the breakup of the Precambrian lithosphere along these structures in a setting of regional extension (passive rifting).

Глубокоуважаемые читатели!

Ученым, специалистам, преподавателям вузов, аспирантам и студентам великим подспорьем в труде всегда служили и будут служить научные статьи и книги. Помочь им, а также работникам библиотек правильно и оперативно ориентироваться в издательских проектах призван журнал “Научная книга”, с 1998 г. выпускаемый четыре раза в год издательством “Наука”.

Журнал “Научная книга”:

- это достоверный источник информации о сегодняшнем дне российской науки;
- это оперативные и надежные сведения “из первых рук” о публикациях отечественных ученых и специалистов;
- это верный компас в море общеакадемических, региональных и институтских издательских проектов.

Журнал “Научная книга”:

- это профессиональная трибуна издателей, полиграфистов, распространителей научной книги;
- это интересные, часто уникальные материалы из истории издательской деятельности как Российской академии наук, так и книгоиздания страны, а также по актуальным проблемам книговедения;
- это самые последние официальные материалы и нормативные документы, регламентирующие профессиональную деятельность российских издателей, полиграфистов, книгораспространителей.

Журнал “Научная книга”:

- это увлекательный рассказ о рождении и жизни научной книги на всех этапах ее развития: от “чернильницы” автора до полки книжного магазина, библиотеки и до рук ученого, специалиста, любителя научной книги;
- это самая свежая информация о состоявшихся в стране и за рубежом книжных и полиграфических выставках, ярмарках, о презентациях новых интересных изданий;
- это своеобразная “путеводная звезда” в мире научной литературы для ученых, специалистов и всех книголюбов.

Журнал можно выписать по Объединенному каталогу “Пресса России”, т. 1, индекс 26099. Возможно также оформление подписки непосредственно в издательстве “Наука”, тел. (095) 334-74-50.

Отдельные номера журнала можно приобрести в фирме “Наука-Инициатива”, тел. (095) 334-98-59, а также в редакции (117997, г. Москва, ул. Профсоюзная, д. 90, к. 327, тел./факс (095) 334-75-21).

Международная академическая издательская компания (МАИК) "Наука/Интерпериодика" информирует о начале конкурса на лучшие публикации 2002 года в издаваемых ею журналах. Лауреатам конкурса будут присуждены 55 Премий, из которых 5 - Главные. Размер и порядок распределения Премий по сравнению с прошлыми годами не изменены.

Премии присуждаются авторам наиболее оригинальных работ или циклов работ, впервые публикуемых в журналах МАИК.

Приоритетным правом выдвижения кандидатов на Премии обладают редколлегии журналов.

Право выдвижения кандидатов на Премии имеют также:

- члены РАН, в том числе иностранные;
- отделение РАН по профилю журнала;
- институт, где работает автор (авторы) публикации;
- МАИК "Наука/Интерпериодика".

Премии 2002 года присуждаются за отдельные публикации этого года или за совокупность публикаций в течение 3 лет, включая год, за который присуждаются Премии (2002).

На соискание Премий выдвигаются работы, опубликованные в номерах журналов, вышедших в свет с октября 2001 года по сентябрь 2002 года включительно.

На кандидатов оформляются представления рекомендующих с приложением публикации, обоснования (на одной странице) и отзывов. Необходимым условием приема материалов на конкурс является четкое написание фамилии, имени и отчества каждого кандидата, а также названия статьи или цикла статей на русском и английском языках. Эти материалы принимаются редакциями журналов до 1 декабря 2002 года с последующей их передачей в подкомиссии по научным направлениям до 15 декабря 2002 года. Материалы, поступившие позднее указанных сроков, подкомиссией не рассматриваются. После указанных сроков не допускается замена или дополнение представленных материалов и изменение состава участников. Материалы, представленные на конкурс, участникам конкурса не возвращаются.

Окончательное решение по присуждению Премий возлагается на Комиссию по Премиям МАИК.

На соискание Премий могут быть выдвинуты как российские, так и иностранные авторы (соавторы). Допускается повторное присуждение Премий.

Подробнее об условиях конкурса вы можете узнать в редакциях журналов, издаваемых МАИК.