

К. С. Востерев

ISSN 0016-853X

Номер 3

Май - Июнь 2006



ГЕОТЕКТОНИКА



<http://www.naukaran.ru>
<http://www.maik.ru>

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



“НАУКА”

Российская академия наук

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 3 2006 Май–Июнь

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

*Журнал издается под руководством
Отделения наук о Земле РАН*

*Главный редактор
Ю.М. Пушчаровский*

Редакционная коллегия:

Ю.Н. Авсюк, Э. Бонатти (Италия), В.С. Буртман (ответственный секретарь),
Ю.А. Волож, А.О. Глико, С.С. Драчев, А.Л. Книппер, В.И. Коваленко,
Р. Колман (США), Е.А. Константиновская, Н.В. Короновский,
К. Крук (Австралия), М.Г. Леонов, Ю.Г. Леонов,
Е.Е. Милановский, А.А. Моссаковский (заместитель главного редактора),
С.В. Руженцев, В.Е. Хаин, М.Н. Шапиро, Э.В. Шипилов, А.А. Щипанский

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, E. Bonatti (Italy), V.S. Burtman (Secretary),
R.G. Coleman (USA), K.A.W. Crook (Australia), S.S. Dratchev, A.O. Glicko,
V.E. Khain, A.L. Knipper, E.A. Konstantinovskaia, V.I. Kovalenko, N.V. Koronovsky,
M.G. Leonov, Yu.G. Leonov, E.E. Milanovsky, A.A. Mossakovsky (Coeditor),
S.V. Ruzhentsev, M.N. Shapiro, E.V. Shipilov, A.A. Shchipanskii, Yu.A. Volozh

"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, М.В. Лучицкая

Адрес редакции: 119017, Москва, Пыжевский пер., 7. Геологический институт РАН

Телефон: 230-81-77; факс: 951-04-43

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

Москва

**Научно-производственное объединение
«Издательство "Наука"»**

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 3, 2006

О тектоно-геодинамической модели Земли нового поколения – обзор проблемы <i>Ю. М. Пуцаровский, Д. Ю. Пуцаровский</i>	3
Позднемезозойские–эоценовые окраинные моря в Черноморско-Каспийском регионе: палеотектонические реконструкции <i>В. Г. Казьмин, Н. Ф. Тихонова</i>	9
Геодинамика рифейского этапа эволюции северной пассивной окраины Восточно-Европейского кратона <i>А. С. Балув</i>	23
Быстрое погружение Баренцевского шельфа за последние 15–16 тысяч лет <i>Р. Б. Крапивнер</i>	39
Сейсмогенные деформации и поля напряжений в разломной зоне Чуйского землетрясения 2003 г., $M_s = 7.5$ (Горный Алтай) <i>О. В. Лунина, А. С. Гладков, И. С. Новиков, А. Р. Агатова, Е. М. Высоцкий, А. А. Еманов</i>	52
Особенности меловой динамики Тихоокеанской плиты и этапы магматической активности на северо-востоке Азии <i>А. А. Степашко</i>	70
Генезис океанических возвышенностей Шатского и Хесса (Тихий океан) по геолого-геофизическим данным и результатам численного моделирования <i>Е. В. Вержбицкий, Л. И. Лобковский, М. В. Кононов, В. Д. Котелкин</i>	82

Рецензии

Об избранных трудах крупных ученых <i>А. В. Лукьянов</i>	94
---	----

Хроника

Блистательный путь геолога	96
----------------------------	----

Contents

No. 3, 2006

Simultaneous English language translation of the journal is available from Pleiades Publishing, Inc.
Distributed worldwide by Springer. *Geotectonics* ISSN 0016-8521.

A New Generation of the Tectonic–Geodynamic Model of the Earth: Review of the Problem <i>Yu. M. Pushcharovsky and D. Yu. Pushcharovsky</i>	3
Late Cretaceous–Eocene Marginal Seas in the Black Sea–Caspian Region: Paleotectonic Reconstructions <i>V. G. Kaz'min and N. F. Tikhonova</i>	9
Geodynamics of the Riphean Stage in the Evolution of the Northern Passive Margin of the East European Craton <i>A. S. Baluev</i>	23
Rapid Sagging of the Barents Shelf over the Last 15–16 ka <i>R. B. Krapivner</i>	39
Seismotectonic Deformations and Stress Fields in the Fault Zone of the 2003 Chuya Earthquake, $M_s = 7.5$, Gorny Altai <i>O. V. Lunina, A. S. Gladkov, I. S. Novikov, A. R. Agatova, E. M. Vysotsky, and A. A. Emanov</i>	52
The Cretaceous Dynamics of the Pacific Plate and Stages of Magmatic Activity in Northeastern Asia <i>A. A. Stepashko</i>	70
Genesis of Shatsky and Hess Oceanic Rises in the Pacific Ocean As Deduced from Geologic–Geophysical Data and Numerical Modeling <i>E. V. Verzhbitskii, L. I. Lobkovskii, M. V. Kononov, and V. D. Kotelkin</i>	82

Reviews

Selected Works of Eminent Scientists <i>A. V. Luk'yanov</i>	94
--	----

Chronicle

A Geologist's Shining Path	96
----------------------------	----

Сдано в набор 09.02.2006 г.	Подписано к печати 21.04.2006 г.	Формат бумаги $60 \times 88\frac{1}{8}$		
Цифровая печать	Усл. печ. л. 12.0	Усл. кр.-отт. 3.9 тыс.	Уч.-изд. л. 12.1	Бум. л. 6.0
	Тираж 311 экз.	Зак. 1264		

Учредители: Российская академия наук, Геологический институт РАН

Издатель – Научно-производственное объединение «Издательство «Наука»», 117997 Москва, Профсоюзная, 90
Оригинал-макет подготовлен МАИК «Наука/Интерпериодика»
Отпечатано в ППП «Типография «Наука», 121099 Москва, Шубинский пер., 6

УДК 551.24.1

О ТЕКТОНО-ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ЗЕМЛИ НОВОГО ПОКОЛЕНИЯ – ОБЗОР ПРОБЛЕМЫ

© 2006 г. Ю. М. Пуцаровский¹, Д. Ю. Пуцаровский²¹Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7²Геологический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, 119992, Москва, Воробьевы горы

Поступила в редакцию 26.12.2005 г.

Предлагаются обзор и анализ ряда работ отечественных ученых, посвященных движению континентов и глобальной тектонике и геодинамике. Активизация публикаций в этих направлениях связана с дискуссионностью и все более выявляющимся несовершенством ряда теоретических положений тектоники литосферных плит. В особенности это относится к процессам в глубоких мантийных геосферах. Проведенный анализ показал, что в настоящее время фактически уже начался переход к построению тектоно-геодинамических моделей нового поколения. Их важной составной частью являются разработки проблемы обособленного движения континентов, в первую очередь, механизмов этого движения. Рассматриваемые публикации раскрывают несколько таких механизмов: воздействие приливных сил Луны и Солнца, вызывающих дискретные волновые движения во всех геосферах мантии вплоть до ядра, плотностные различия океанских и континентальных масс, движение континентов по мантии вследствие сил сцепления, тектоническое течение, под которым понимается структурообразующее движение как малых (на микроуровне), так и крупнейших масс в земной коре и мантии.

Начавшаяся глобализация тектоно-геодинамических построений позволяет уже в настоящее время выдвинуть в качестве актуальной такую проблему, как история геологического развития глубинных геосфер.

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время можно констатировать, что теория тектоники литосферных плит уже прошла стадию ее фетишизации. Все больше появляется высказываний о несовершенстве постулатов теории, трудностей или невозможности объяснения с ее позиций тех или иных фактов. Теория состоит из двух частей. Первая рассматривает тектонику и геодинамику литосферы. Содержание второй части составляют геодинамика и физика Земли в объеме мантии. Тектонический аспект в ней отсутствует. Критические высказывания вызывают обе части. При этом взамен предлагаются альтернативные глобальные тектоно-геодинамические модели и также с мобилистских позиций. По существу, их исходными положениями являются два: главными структурными единицами верхних геосфер являются континенты и океаны и обособленное (автономное) движение континентов. Общеизвестно, что автором идеи дрейфа континентов является А. Вегенер. Но необходимо отметить прозорливую мысль А.В. Пейве, высказанную им в 1960 г. до появления теории тектоники плит, о горизонтальных глубинных разломах-срывах, по которым происходит движение разноразмерных блоков земной коры [6]. Тогда еще не было основания для распространения этой идеи на океан. Но сейчас фактическая база для этого более чем достаточна.

Заслуживает специального внимания тот факт, что к идее обособленного движения континентов обращаются в последнее время ученые целого ря-

да наук о Земле: геологи, петрологи, геофизики, тектонофизики. Но их разработки в отношении механизма движения разнятся. О них вкратце в нашем дальнейшем тексте будет сказано.

Сложившаяся ситуация, безусловно, свидетельствует об активности творческого поиска в построении тектоно-геодинамической теории нового поколения. Необходимо добавить, что и за рубежом немало ученых, в той или иной мере неудовлетворенных действующей парадигмой. Они имеются и в Старом, и Новом Свете. Группа японских геологов еще в 1994 г. опубликовала статью «Пути поиска новой глобальной тектоники после тектоники плит» [17]. В Германии (Лаутенталь) в 2002 г. прошла конференция, в которой приняли участие ученые Бразилии, Испании, Германии и др. стран, выступившие с целым рядом докладов, содержащих критику плит-тектоники. Но дело сейчас не в этом, а в том, какие предполагаются новые решения глобальных геодинамических проблем. Но прежде чем перейти к обсуждению имеющихся альтернатив, необходимо остановиться на определении геодинамики как научной дисциплины.

Определение геодинамики как научной дисциплины

Существует несколько определений геодинамики. Из них приведем только некоторые, предлагаемые в недавно изданных книгах, в которых это слово входит в их заглавие.

В.Е. Хаин и М.Г. Ломизе пишут, что геодинамика “ставит своей задачей установление и исследование сил, действие которых ... порождает процессы, изменяющие состав и строение оболочек твердой Земли, в том числе не только тектонические, но и сейсмические, магматические и метаморфические” [16, с. 8].

Д.В. Рундквист дает следующее определение: “Геодинамика рассматривает процессы, происходящие в тектоносфере, в верхней и нижней мантии, в ядре, изучает их взаимосвязи и влияние на них внешних сил” [8, с. 4].

Н.Л. Добрецов, А.Г. Кирдяшкин и А.А. Кирдяшкин использовали определение, данное в книге Л.П. Зоненшайна и М.И. Кузьмина [4]: геодинамика – это наука “о глубинных силах и процессах, возникающих в результате эволюции Земли, как планеты, и обуславливающих движение масс вещества и энергии внутри Земли и в ее верхних оболочках... Термин геодинамика используется в широком смысле и включает как общую, или глубинную, геодинамику, так и частную геодинамику, построенную на основе тектоники литосферных плит” [3, с. 5]. Это определение воспроизведено и в Энциклопедическом справочнике, в томе “Тектоника и геодинамика” [7].

Все приведенные определения справедливы. Однако авторы этих строк придерживается собственного определения. Оно таково. Если тектоника изучает строение, развитие и движение масс земных геосфер, то геодинамика призвана изучать силы и напряжения, определяющие условия и механизмы тектонических и иных геологических процессов в геосферах. Ветвью геодинамики является нелинейная геодинамика, охватывающая сферу радикальных отклонений от последовательности (линейности) в развитии геодинамических систем, связанных с воздействием различных внутрипланетных или внепланетных факторов и порождающих неупорядоченность, разного рода нерегулярности и бифуркации в геологических процессах. Для большей ясности следует добавить, что, как пишет М.А. Гончаров, геология, физика и математика имеют “свое понятие линейности и нелинейности” [2, с. 456].

Далее обратимся к существованию новых идей в глобальной геодинамике.

Глобальные геодинамические разработки последних лет

В последние годы в отношении глобальной тектоники и геодинамики исследовательская мысль значительно активизировалась. В особенности это относится к проблеме континентального дрейфа. Совершенно очевидно, что признание обособленного (независимого, автономного) движения континентов несовместимо с доктриной тектоники литосферных плит. Однако дело не только в тектонике и геодинамике литосферы. Успехи глобальной сейсмотомографии и тектонофизики выдвинули неотложную задачу кон-

кретной разработки тектоно-геодинамической модели для всей мантии. Если совсем недавно говорилось лишь о необходимости проведения такой работы, то сейчас уже есть соответствующие модельные разработки. Остановимся на отдельных примерах как в той, так и другой области. Соответствующие построения (модели) выполнены геологом Р.Г. Гарецким, петрологом-геохимиком Ф.А. Летниковым, геофизиком В.П. Трубициным, тектонофизиком М.А. Гончаровым, мною и некоторыми другими. Хотя в отношении континентального дрейфа их позиция одинакова, по поводу механизма движения континентов представления отличаются. Вкратце они сводятся к следующему.

Р.Г. Гарецкий и его соавтор А.И. Дობролюбов разработали концепцию, основанную на признании в качестве главных структурных единиц Земли континентов и океанов [1]. Под воздействием приливных сил Луны и Солнца континенты и блоки океанской литосферы приходят в движение¹. Механизм движения дискретно-волновой. Фактором, вызывающим движение, являются особые бегущие приливные волны в геосферах Земли, возникающие вследствие ее вращения. Приливные силы действуют на все мантийные геосферы, вызывая в них деформации, и поэтому в работе поддерживается идея о распространении понятия “тектоносфера” на весь объем мантии, вплоть до ядра (Ю.М. Пущаровский [12]). В работе фиксируется различие в скоростях движения континентов: наиболее быстро движутся Северная и Южная Америка, медленнее – Австралия, еще медленнее – Африка, самый малоподвижный континент – Евразия. Океанская литосфера в Индо-Атлантическом сегменте Земли движется замедленно. Соответственно, разница в скоростях движения континентов и океанских масс может привести к сближению континентов. Концепция авторов включает тезис, что приливные дискретно-волновые движения ведут к возникновению большинства рифтовых структур. Они появляются в результате растяжения литосферы из-за разности скоростей однонаправленного (и это подчеркивается) движения бортов. Образуется “шейка текучести”. Такой процесс может дойти до стадии становления спрединга.

Дискретно-волновые движения приводят также к проскальзыванию по горизонтали глубинных геосфер. Очередной задачей в свете приведенной концепции видится разработка соответствующих представлений в отношении Тихоокеанского тектонического сегмента Земли.

Ф.А. Летников в своей работе оперирует понятиями океаническая и континентальная плиты [5]. Основу работы составляет установленное различие плотностей плит: средние значения для литосферы океанических плит – 3,3 г/см³, а континентальных – 2,7 г/см³ до поверхности Конрада

¹ Термин “плита” в работе не используется.

и 3.1 г/см³ глубже этой поверхности. Из-за столь значительного плотностного градиента океанические плиты оказывают огромное давление на континентальные, которое генерирует тектоническую энергию. В Тихоокеанском сегменте Земли в пограничных зонах, благодаря гигантским напряжениям, формируются протяженные горно-складчатые сооружения (Анды, Кордильеры), вулканические пояса, окаймляющие Тихий океан, ансамбли офиолитовых пластин и т.д. По поводу субдукции в работе говорится, что она во многих случаях гипотетична и что противопоставляемая ей зона Беньофа вызвана, как и упомянутые выше явления, большой разницей плотностей океанских и континентальных плит.

В Индо-Атлантическом сегменте энергия, связанная с избыточным давлением в зонах сочленения океанов и континентов, приводит к движению континентов. Тем самым спрединговый механизм автором отрицается. Спрединг, пишет он, является не причиной раздвижения, а следствием расхождения плит [5, с. 226]. Это относится к Атлантическому, Индийскому и Северному Ледовитому океанам.

В данном случае, как и в предыдущем, имеет место физический подход к разработке проблемы.

В.П. Трубицин выполнил разностороннее математическое и компьютерное моделирование движения континентов [13–15]. Центральным пунктом его модели является независимый от плит дрейф континентов. Континенты плавают и могут сходиться и расходиться.

О теории тектоники плит В.П. Трубицин пишет, что она устаревает и не объясняет некоторые принципиально важные проблемы. Например, если континенты впаиваны в плиты, то что заставляет их плотно объединяться в суперконтиненты? Идеи В.П. Трубицина фактически близки к идеям А. Вегенера о дрейфе континентов. Их отличие в том, что в построенной модели континенты плавают “на мантии среди океанических плит” [14, с. 11]. Это рассматривается как синтез идей классического дрейфа и тектоники литосферных плит.

Горизонтальное движение континентов вызвано действием на погруженную в мантию часть континента “силы сцепления с жидкой мантией” [14, с. 13], подобно кораблю. Они движутся в сторону нисходящих охлажденных конвективных мантийных потоков. Если континенты столкнутся вследствие встречных потоков, то образуется экран, препятствующий выходу глубинной энергии. Основную причину мантийных течений автор видит в тепловой конвекции, а не в дифференциации вещества (химическая конвекция). Масштабы накопления энергии в зоне экрана зависят от длительности процесса. Если длительность велика, то энергия оказывается достаточной, чтобы произошел ее прорыв, вызывающий раскол континента с последующим раздвигом его частей и их движением. Движение происходит, как уже говорилось, в сторону нисходящих мантийных потоков.

Таким образом, согласно модели, ведущим звеном в глобальной геодинамике являются не литосферные плиты, а континенты. Если длительность существования плит, пишет автор, составляет в среднем 60 млн. лет, то плавающих континентов более 3 млрд. лет.

М.А. Гончаров разработал геодинамическую концепцию, охватывающую все геосферы планеты [2]. В ее основе лежит иерархия геодинамических систем. Выделяются пять их рангов. Крупнейшая из систем – Земля в целом – геодинамическая система-0. Второй ранг – мантия с корой – геодинамическая система-1. Таких имеется две, соответствующих Индо-Атлантическому и Тихоокеанскому сегментам Земли. Геодинамическая система-2 отвечает верхней мантии (с корой). Она представлена океанами. Геодинамическая система-3 объединяет астеносферу и литосферу. Она выражена гирляндовидными структурными ансамблями, а также структурными комплексами Средиземноморья. Наконец, геодинамическая система-4, отвечающая осадочному чехлу. В каждой из геосфер функционирует конвективная геодинамическая система, состоящая из ячеек. Ячейки порождены разноранговыми процессами тектонического течения, перемещением масс в связи с горизонтальным сжатием в одних местах и горизонтальным растяжением в других. Наложение или, как пишет автор, интерференция геодинамических систем разного ранга порождает широкий спектр разномасштабных тектонических структур.

К каким же выводам приводит выполненный геодинамический анализ?

1. Континенты движутся автономно в западном и северном направлении. Западное движение связано с вращением Земли; северное обусловлено тектоническим течением подконтинентальной мантии.

2. Спрединг не является активной силой, вызывающей дрейф континентов. Наоборот, он представляет собой пассивную реакцию на дрейф. В данном случае М.А. Гончаров повторяет вывод Ф.А. Летникова (1997 г.).

3. Субдукция рассматривается как зона нисходящего потока, обусловленная взаимодействием надвигающегося континента, с одной стороны, и встречным движением океанской плиты, с другой.

4. Контуры сближающихся континентов неровные и не конформные. Вначале сталкиваются выпуклые участки, что затрудняет дальнейшее сближение континентов. Отсюда обдукция, образование внутренних островных дуг, мантийный диапиризм и пр. (пример – Альпийско-Средиземноморский пояс).

5. Развивается новый взгляд на морфоструктуру срединно-океанических хребтов. Основная ее черта – сочетание поперечных поднятий и впадин. На этом фоне рифтовые долины “имеют вид второстепенных нарушений” [2, с. 439].

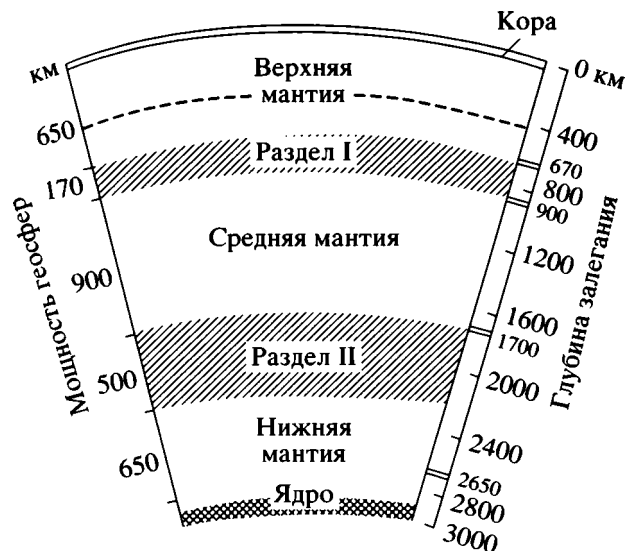


Рис. 1. Структура мантии Земли. Мощности могут варьировать в пределах 10%. Основана на анализе сейсмотомографических карт, данных о минеральном составе мантии и сейсмических границах (показаны короткими двойными линиями); (Пушаровский, 1996 г.)

6. Поддерживается существенная для общей теории идея боковой релаксации спрединга (Ю.М. Пушаровский). Дано геодинамическое объяснение этого процесса, а именно “скорость спрединга на оси срединно-океанского хребта превышает скорость раздвижения окружающих континентов” [2, с. 421].

В своей книге М.А. Гончаров подчеркивает необходимость модернизации концепции тектоники литосферных плит. Разработанная им глобальная геодинамическая концепция охватывает всю Землю. Такой подход представляется крайне актуальным, рациональным и перспективным.

Модельные построения Ю.М. Пушаровского

В данной тектоно-геодинамической модели строение, энергетика и тектоника мантии рассматриваются в единстве.

Сейсмотомография, данные о глубинных сейсмических границах, изменении с глубиной давления и температуры, экспериментальные данные о минеральных преобразованиях по радиусу Земли позволили существенно видоизменить представления о строении мантии. Вместо традиционного деления ее лишь на верхнюю и нижнюю геосферы в ней выделено шесть геосфер. Это новое деление отображено на рисунке (рис. 1). Границы между геосферами не всегда резкие, иногда расплывчатые. Новая схема открыла возможность дифференцированного рассмотрения строения и геодинамики мантии. Оказалось, что не только верхняя мантия тектонически активна, но и более глубокие геосферы вплоть до ядра Земли тектонически отнюдь не инертны [9, 12].

Тектонические процессы в глубокой мантии протекают в условиях огромных давлений и тем-

ператур и связаны с внутримантийными конвективными тепломассопотоками. Рождаются потоки в геосфере D", разделяющей мантию и ядро Земли. Однако масштабы их разнообразны, и они, двигаясь по радиусу, могут остановиться на разных уровнях [11]. Потоки несут энергию ядра в мантию. Но конвективные ячейки могут зарождаться и в самой мантии. Сейсмотомографические карты позволяют видеть латеральную изменчивость строения глубинных геосфер, выраженную сейсмонеоднородностями. В сущности, нет разногласий в том, что они отражают разновязкостные среды. Таким образом, геосферы состоят из чередующихся участков пониженной и повышенной вязкости. Наиболее вероятно, что последние образовались вследствие тектонического течения материала и представляют собой структуры тектонического скупивания. Низковязкостные участки – это зоны растяжения и оттока материала. Латеральное движение масс внутри геосфер неизбежно из-за воздействия на них таких факторов, как плотностные градиенты, вращение Земли, воздействие на Землю приливных сил и др. Наиболее распространенной формой движения в глубокой мантии, в силу особого по физическим свойствам состояния материала, должно быть перемещение по субгоризонтальным срывам. При этом из-за огромных сил трения геодинамические системы могут перейти в закритическое состояние и вызвать в порядке обратной связи образование местных конвективных ячеек. Представления автора на этот счет иллюстрирует модельный рисунок (рис. 2).

Поныне многие считают, что тектоносфера планеты распространяется только на верхнюю мантию. Но из изложенного видно, что она охватывает всю мантию [9]. Как уже говорилось, это заключение поддерживают и авторы концепции дискретно-волновых движений Р.Г. Гарецкий и А.Н. Добролюбов [1].

С изложенных общих позиций Ю.М. Пушаровский подошел к проблеме движения континентов [10]. В основе его построений лежит учение о тектоническом течении, под которым понимается структурообразующее движение мантийных и коровых масс. Это понятие введено А.В. Пейве в 1967 г. Выделяются три вида тектонического течения: пластическое, твердопластическое и разломно-глыбовое. Движение континентов соответствует последнему виду, представляя особенно масштабное явление подобного рода. Тектоническое течение, имеющее разные векторы и интенсивность, присуще всем геосферам Земли, расположенным выше ядра. Континенты раскалываются, а затем части их движутся по поверхностям тектонического срыва. Разница плотностей масс континента и окружающей мантии, а также приливные силы играют при этом весьма важную роль, являясь причиной дифференцированной скорости их движения. Движением охвачены все континенты, кроме Евразии, в отношении которой из-за ее огромных размеров и большой слож-

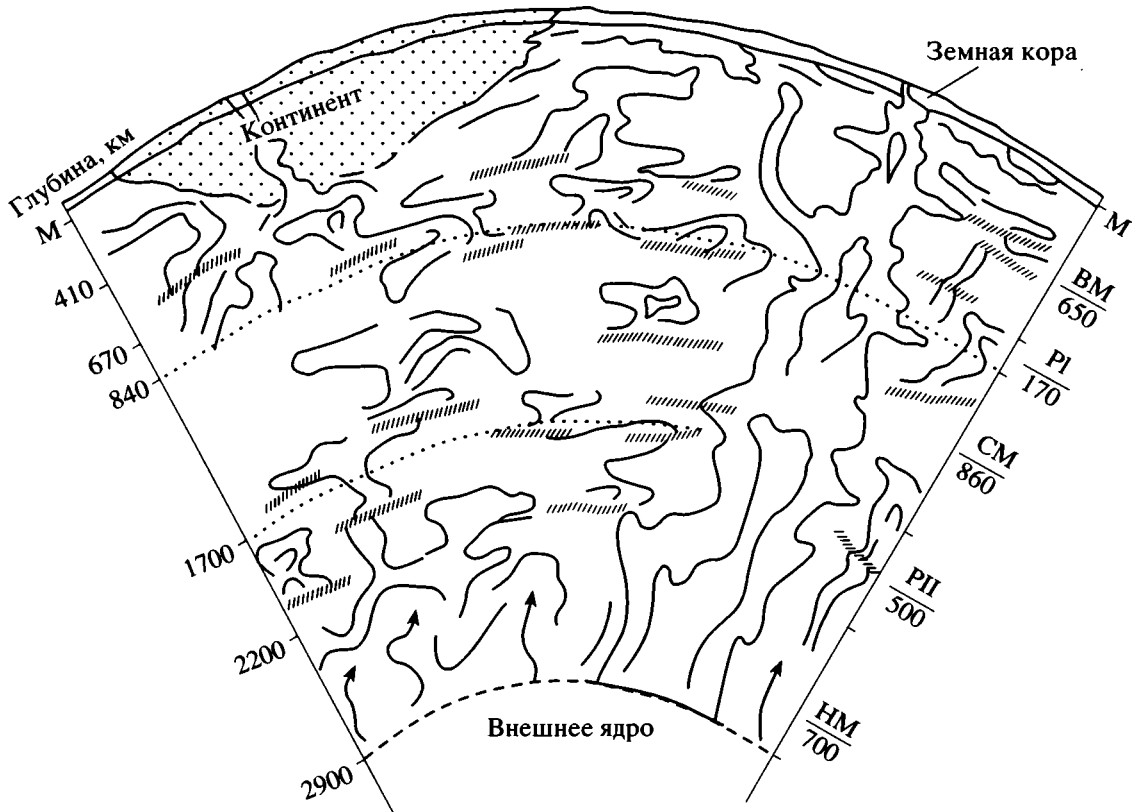


Рис. 2. Тектоносфера Земли

В правой части показан сквоззмантийный плюм. Штриховые полосы – зоны тектонического срыва; по ним могут возникать локальные энергетические потоки, возбуждающие конвективное и адвективное движение мантийных масс. М – раздел Мохововича; ВМ – верхняя мантия; PI – зона раздела I; СМ – средняя мантия (на рис. ограничена крупными точками); PII – зона раздела II; НМ – нижняя мантия. Цифры в знаменателе – мощность геосфер, км (могут варьировать до $\pm 10\%$). Стрелки отражают зону влияния ядра в низах мантии (слой D''); (Пушаровский, 2005 г.)

ности и разнородности внутреннего строения (она включает 7 архейско-протерозойских кратонов) вопрос, вероятнее всего, должен быть решен отрицательно. Однако это не исключает движения составных частей этого материка.

Дополнительная к ранее известным геологическая аргументация дрейфа континентов состоит в следующем.

Имеются убедительные данные о свободном перемещении микроконтинентов, оторванных от материков на разных сравнительно небольших глубинных уровнях. Во всех известных случаях они обладают утоненной корой, что свидетельствует о геодинамической обстановке растяжения. Механизм движения, как обычно принимается, – рифтингово-спрединговый. Параллель с некоторыми материками в данном случае естественна (Австралия).

В настоящее время едва ли нужна аргументация в отношении движения Индостана и той же Австралии. Нагляден пример Гренландии, отодвинутой от Северо-Американского континента. Экстраполируя эти данные с привлечением ряда других [10], вполне обоснованно можно заключить об обособленном движении континентов.

Основной движущей силой в этом процессе является тектоническое течение.

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Первое, что следует констатировать, это движение геологической мысли в сторону разработки тектоно-геодинамической теории нового поколения. В этом смысле рассмотренные модели одинаково ценны. В поле зрения становятся все геосферы Земли, что и составит существо новой глобальной тектоники и геодинамики. Идейной позицией при этом сохранится мобилистское мировоззрение. Для такого вывода в настоящее время имеются уже все основания. Оно предполагает латеральное движение масс как в коре, так и в мантии и ядре Земли. Разработки, как показывает накопившийся опыт, идут в направлении моделирования механизмов движения. Земля ныне понимается как сложная открытая геодинамическая система. Познание ее крайне затруднено, слишком много факторов необходимо при этом учитывать. Но созданию приближенных моделей, можно считать, начало положено.

Каждая геосфера Земли представляет собой обособленное геологическое тело, которое, по-

добно земной коре, имеет собственную геологическую историю. В такой плоскости вопрос наукой еще не ставился. Подход к этой теме исключительно сложен, но он необходим – таково требование геологического знания. Изучение истории геологического развития областей земной коры начинается с вещественного состава пород. Тем же путем и следует идти и в случае глубинных геосфер. Некоторые возможности для начала исследований в этом направлении имеются уже в настоящее время. Их определяют расчеты давления и температуры для разных глубин Земли, разработки в отношении химического состава на разных уровнях ядра и мантии, данные экспериментальной минералогии и петрологии. Очень существенная роль в разработке проблемы принадлежит сравнительной планетологии.

В заключение необходимо констатировать, что геологическая, геофизическая и астрофизическая эмпирика основательно документировала факты горизонтальных движений малых и крупных масс земной коры, а сейсмотомография в сочетании с данными глубинной геологии позволила перенести соответствующие представления на все геосферы мантии. Это открыло новый подход к проблеме дрейфа континентов, который рассматривается авторами в рамках представлений о тектоническом течении масс горных пород. Движение континентов – это проявление тектонического течения на макроуровне.

Работа выполнена при поддержке грантов ведущих научных школ: НШ-9664.2006.5 и НШ-4964.2006.5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Гарецкий Р.Г., Добролюбов А.Н.* Приливные дискретно-волновые движения и дрейф континентов // *Геотектоника*. 2006. № 1. С. 3–13.
2. *Гончаров М.А., Галицкий В.Г., Фролов Н.С.* Введение в тектонофизику: Учебное пособие. М.: КДУ, 2005. 496 с.
3. *Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.* Глубинная геодинамика. 2-е изд., доп. и перераб.

- Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал “Гео”, 2001. 409 с.
4. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.* Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. 192 с.
 5. *Летников Ф.А.* К оценке тектонических режимов на границе океанических и континентальных плит // *Докл. РАН*. 1997. Т. 354. № 2. С. 224–226.
 6. *Пейве А.В.* Разломы и их роль в строении и развитии земной коры // *Структура земной коры и деформации горных пород*. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 65–72 (Международ. геол. конгр. XXI сессия. Докл. сов. геол. Пробл. 18).
 7. *Планета Земля. Энциклопедический справочник. Том “Тектоника и геодинамика”* / Ред. Л.И. Красный, О.В. Петров, В.А. Блюман. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. 652 с.
 8. *Проблемы глобальной геодинамики: Материалы Теоретического семинара ОГГГН РАН, 1998–1999 гг.* / Под ред. акад. Д.В. Рундквиста. М.: ГЕОС, 2000. 246 с.
 9. *Пушаровский Ю.М.* Тектоносфера Земли – новое видение // *Российский журнал наук о Земле*. 2000. Т. 2. № 1. С. 63–69.
 10. *Пушаровский Ю.М.* Движущиеся континенты // *Геотектоника*. 2004. № 3. С. 3–12.
 11. *Пушаровский Ю.М.* Строение, энергетика и тектоника мантии Земли // *Вестник РАН*. 2005. № 1. С. 1115–1122.
 12. *Пушаровский Ю.М., Пушаровский Д.Ю.* Геосферы мантии Земли // *Геотектоника*. 1999. № 1. С. 3–14.
 13. *Трубицин В.П.* Основы тектоники плавающих континентов // *Физика Земли*. 2000. № 9. С. 4–40.
 14. *Трубицин В.П.* Тектоника плавающих континентов // *Вестник РАН*. 2005. Т. 75. № 1. С. 10–21.
 15. *Трубицин В.П., Рыков В.В.* Трехмерные сферические модели мантийной конвекции, дрейфа континентов, образования и распада суперконтинентов // *Российск. журн. наук о Земле*. 1999. Т. 1. № 2. С. 89–104.
 16. *Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики: Учебник. 2-е изд., испр. и доп. М.: КДУ, 2005. 560 с.
 17. *Yokinori F., Hiroaki K., Fumio T. et al.* A search for the new global tectonics post plate tectonics (foreword) // *Geotecton. et metallogen*. 1994. Vol. 18. № 3–4. P. 14–15.

Рецензенты: Ю.Н. Авсюк, А.А. Моссаковский

A New Generation of the Tectonic–Geodynamic Model of the Earth: Review of the Problem

Yu. M. Pushcharovsky^a and D. Yu. Pushcharovsky^b

^a*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia*

^b*Faculty of Geology, Moscow State University, Vorob'evy Gory, Moscow, 119992 Russia*

Abstract—Presented are the review and analysis of a series of works of Russian scientists devoted to the motion of continents and to global tectonics and geodynamics. The increasing number of publications on this subject is accounted for by controversy and imperfection of some theoretical aspects of plate tectonics. This is especially true of processes in deep mantle geospheres. The analysis performed shows that a transition to creating tectonogeodynamic models of a new generation has already started. Important components of the models are the development of the problem of a detached continent drift, primarily, mechanisms of this motion. The publications under consideration provide insight into several such mechanisms: the effect of the tidal forces of the Moon and Sun, which induce discrete wave motion in all mantle geospheres down to the core; the difference in density of oceanic and continental masses; the continental drift over the mantle as a result of cohesion; and the tectonic flow, which implies a structure-forming motion of both minor (at the microlevel) and major rock masses in the Earth's crust and mantle. The globalization of tectonic and geodynamic models has already allowed the advance of such a timely problem as the history of the geologic evolution of deep geospheres.

УДК 551.242.3(4-015)

ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИЕ–ЭОЦЕНОВЫЕ ОКРАИННЫЕ МОРЯ В ЧЕРНОМОРСКО-КАСПИЙСКОМ РЕГИОНЕ: ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

© 2006 г. В. Г. Казьмин, Н. Ф. Тихонова

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, Москва, Нахимовский просп., д. 36

Поступила в редакцию 29.09.2005 г.

Представлена серия из 7 реконструкций, иллюстрирующая развитие окраинных морей в Черноморско-Южно-Каспийском сегменте окраины океана Тетис с поздней юры по средний эоцен. После среднеюрской инверсии и вплоть до аптского века образования окраинных (задуговых) морей в регионе не происходило. Понтийско-Родопская окраина имела пассивный характер. Сохранившийся реликт поздне триасового–раннеюрского задугового бассейна включал юго-восточную часть Большекавказского и северную часть Южно-Каспийского бассейнов, а также мелководный Копетдагский бассейн. Бассейны южного склона Большого Кавказа, Балкан (прогиб Ниш-Троян) и Добруджи имели характер флексурных передовых прогибов перед фронтом среднеюрских складчатых сооружений. Новая аптско-туронская эпоха раскрытия окраинных морей была связана с зарождением зоны субдукции на Понтийско-Родопской окраине и началом поглощения литосферы Вардарского бассейна. Образовался Западно-Черноморский бассейн и его западное продолжение в болгарском Среднегорье. В результате задугового рифтогенеза на Большом Кавказе передовой прогиб превратился в задуговой бассейн. Два бассейна, общей протяженностью около 2000 км, разделялись перемычкой, образованной валами Шатского и Андрусова. Последняя, позднепалеоценовая–среднеэоценовая эпоха образования задуговых морей также была связана с заложением зоны субдукции, на этот раз к югу от Мендересско-Таврского террейна, столкнувшегося с активной окраиной в раннем палеоцене. Произошло значительное расширение и углубление Большекавказского бассейна. К югу от него, отделяясь цепочкой поднятий, раскрылись Восточно-Черноморский бассейн, грабены в пределах Куринской депрессии, Талышский бассейн. Палеогеновый бассейн Южного Каспия раскрылся в результате южного дрейфа Эльбурской вулканической дуги на поздней стадии замыкания внутрианатolianских морей.

ВВЕДЕНИЕ

В недавно опубликованной статье [12] была представлена серия из 6 новых палинспастических реконструкций, иллюстрирующих эволюцию активной окраины палеоокеана Тетис в раннем мезозое – от раннего триаса до средней юры. Принципы составления реконструкций были изложены в цитированной работе. Вкратце они сводятся к следующему. Положение окраины стабильной Евразии показано в соответствии с недавно опубликованными работами [3, 21]. Положение террейнов по отношению к окраине определялось, в основном, по геологическим данным: времени рифтогенеза, продолжительности спрединга или субдукции, времени коллизии и т.д. При этом принимались наиболее вероятные скорости таких процессов, как спрединг или субдукция. Палеомагнитные данные использовались ограниченно и лишь в тех случаях, когда они не входили в явное противоречие с надежной геологической информацией.

Рассматриваемая территория включает сегмент коллизионного альпийского пояса от Родопского массива и Балканид на западе до Южного Каспия и Ирана на востоке (рис. 1). В строении пояса участвуют террейны двух типов. К первому типу принадлежат террейны, бывшие, по крайней

мере, с позднего палеозоя частью активной окраины Евразии. К ним относятся Закавказский массив, Понтиды, вал Шатского и его продолжение в Западной Грузии, блок Сакарии, Стамбульский блок и Родопский массив. Раскрытие и замыкание окраинных морей определялось, в основном, движениями этих блоков: их отколами от континентальной окраины и последующими коллизиями с нею. К террейнам второго типа принадлежат фрагменты Гондваны (Иран, Южная Армения, Киршехир и ряд более мелких блоков), столкнувшиеся с евразийской окраиной в разное время в мезозое и раннем кайнозое. Более подробная информация о террейнах приведена в работе [12].

В последние годы было опубликовано несколько вариантов палинспастических реконструкций рассматриваемого региона или его частей [20, 21, 29, 32, 33, 37, 46, 50, 61–63]. Предлагаемые реконструкции учитывают удачные решения предшественников. В то же время в них учтены некоторые существенные ошибки прошлых работ и предложен ряд новых решений. Отличия новых реконструкций обсуждаются в каждом конкретном случае.

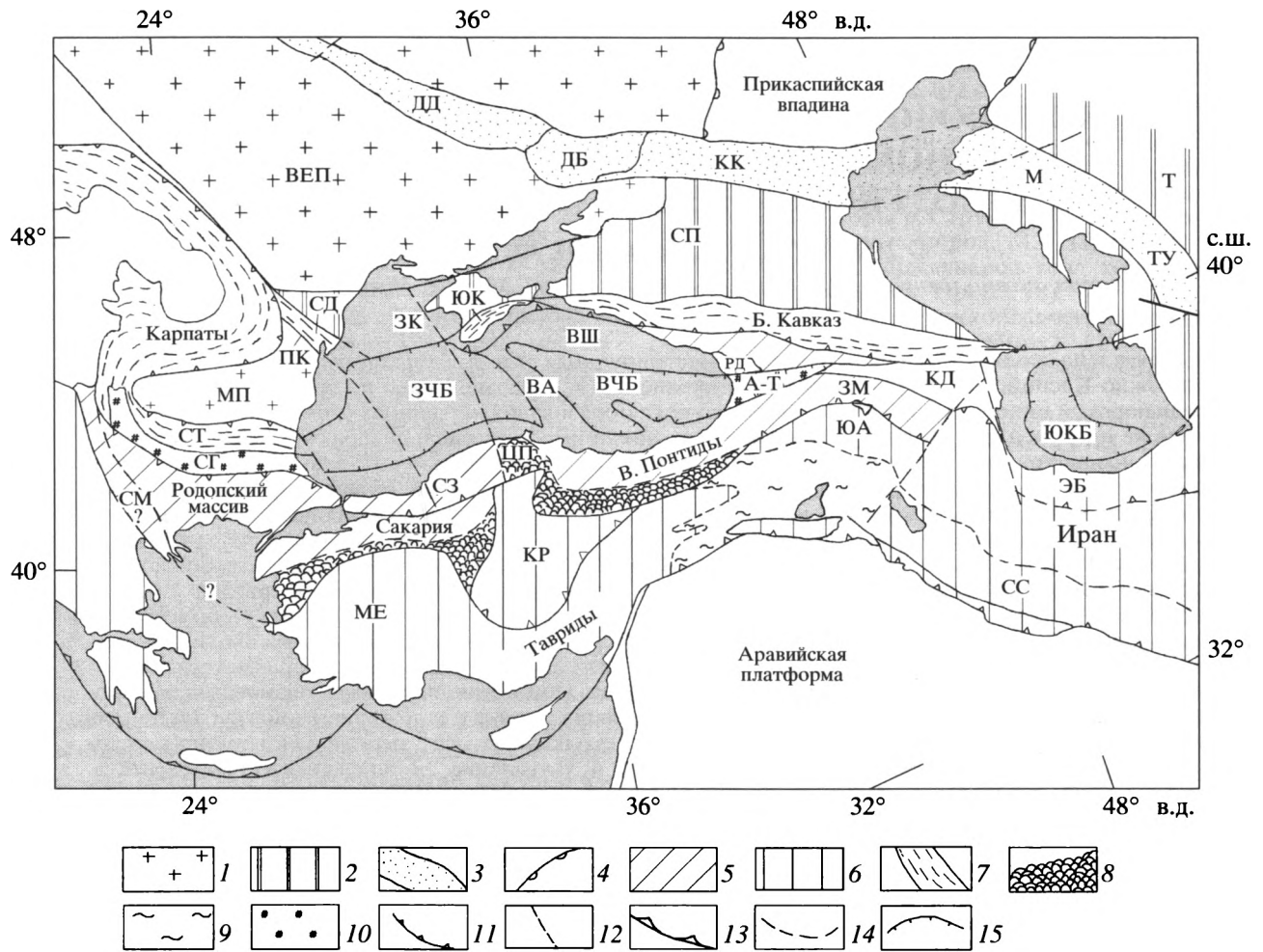


Рис. 1. Основные тектонические элементы сегмента Альпийского пояса от Родопского массива до Ирана

1 – архейско-раннепротерозойская платформа; 2 – неопротерозойская платформа, переработанная герцинским тектоногенезом; 3 – девонская рифтовая система; 4 – граница Прикаспийской впадины; 5, 6 – террейны в альпийском поясе: 5 – евразийского и 6 – гондванского происхождения; 7 – складчато-покровные зоны северного обрамления альпийского пояса; аккреционные комплексы: 8 – пермо-триасовый; 9 – кайнозойский; 10 – часть Черноморского бассейна, испытавшая инверсию в палеогене–неогене; 11 – фронт надвига; 12 – поперечный разлом; 13 – зона субдукции; 14 – граница террейна; 15 – граница впадины с утоненной континентальной или океанической корой

Буквенные обозначения: АР – Араксинский разлом; А-Т – Аджаро-Триалетия; БАБ – палеоцен-эоценовый бассейн Большого Кавказа; БАБ – Баер-Бассит; БК – раннекимерийская зона Большого Кавказа; БЮС – бассейн южного склона Большого Кавказа; ВА – вал Андрусова; ВЕП – Восточно-Европейская платформа; ВИ – Восточный Иран; ВП – Восточные Понтиды; ВЧБ – Восточно-Черноморский бассейн; ВШ – вал Шатского; ДБ – Донбасс; ДД – Днестрово-Донецкий авлакоген; ЗЕП – Западно-Европейская эпигерцинская платформа; ЗК – Западно-Крымский разлом; ЗМ – Закавказский массив; ЗЧБ – Западно-Черноморский бассейн; КВ – Кахетинско-Вандамская кордильера; КД – Куринская депрессия; КДБ – Копетдагский бассейн; КК – кряж Карпинского; КП – Кюрдмирское поднятие; КР – Киршехирский массив; М – Мангышлак; МА – вулканический пос Маден; МЕ – массив Мендерес; М-Т – террейн Мендерес–Тавр; МП – Мизийская платформа; ПВ – Прикаспийская впадина; ПЕ – Пелагонийский массив; П-К – разлом Печенега-Камена; РД – Родопский (Фракийский) террейн; СА – Севано-Акеринская зона; СГ – Среднегорье; СД – Северная Добруджа; СЗ – Стамбульская зона; СЗИ – Северо-Западный Иран; СК – Сакаррия; СМ – Сербско-Македонский массив; СС – зона Санандаж-Синджар; СТ – Стара Планина; СП – Скифская платформа; Т – Туранская платформа; ТВР – Тальш-Вандамская зона разломов; ТЛ – Тальш; ТЛБ – Тальшский бассейн; ТР – Трудос; ТУ – Туаркыр; ЦИ – Центральный Иран; Ф – блок Фарах; ЦА – Центральный Афганистан; ЦП – Центральные Понтиды; ЭБ – Эльбурс; ЮА – Южно-Армянский террейн; ЮК – Южный Крым; ЮКБ – Южно-Каспийский бассейн

Средне-позднеюрский этап (келловей–оксфорд) (рис. 2)

В результате среднеюрской складчатости были замкнуты практически все окраинные бассейны в пределах региона [12, 50]. В поздней юре – ран-

нем мелу относительно глубоководные условия существовали в бассейне южного склона Большого Кавказа, возможно, в Южном Каспии, а также в Балканидах (бассейн Ниш-Троян). Перед фронтом орогена Северной Добруджи располагал-

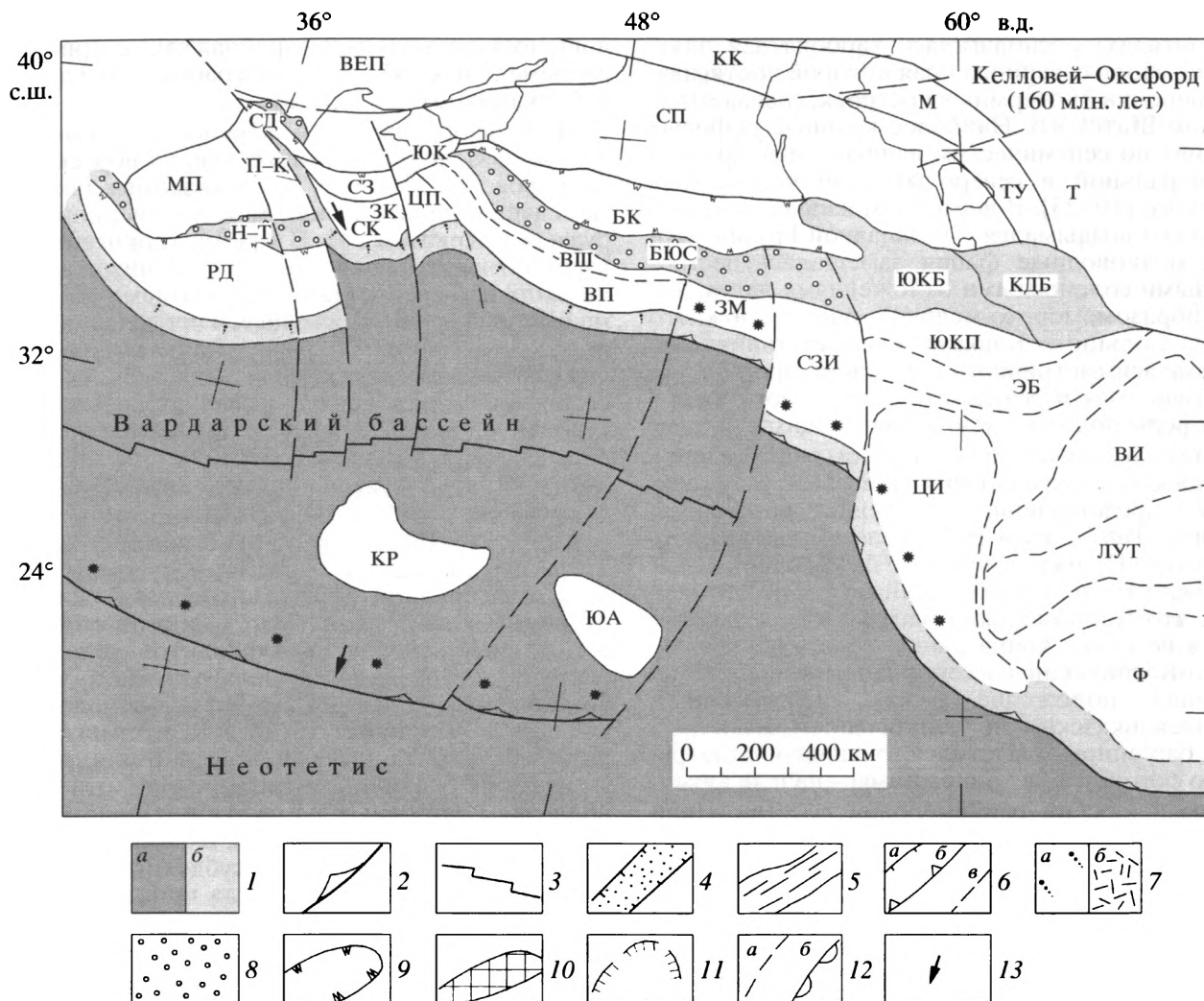


Рис. 2. Реконструкция на 160 млн. лет (келловей–оксфорд)

1 – бассейн с океанической корой (а) и континентальный склон, бассейн с континентальной корой (б); 2 – зона субдукции и вулканическая дуга; 3 – ось спрединга; 4 – континентальный рифт; 5 – складчатый пояс; 6 – разломы: а – сброс, б – надвиг, в – трансформный разлом; 7 – пассивная окраина (а) и рифтовые вулканы (б); 8 – передовой прогиб; 9 – граница раннекрейсерского складчатого пояса; 10 – офиолитовый пояс; 11 – граница перипаравийских кампан-маастрихтских офиолитовых покровов; 12 – граница террейна (а) и граница Прикаспийской впадины (б); 13 – направление движения блоков относительно Евразии. Буквенные обозначения см. на рис. 1

ся юрский Предобруджинский прогиб [25]. Погружения продолжались в мелководном Копетдагском прогибе.

Природа позднеюрских–раннемеловых бассейнов трактовалась по-разному. Грузинские исследователи считали, что позднеюрский–раннемеловый бассейн прямо наследует более древний юрский бассейн Большого Кавказа, отличаясь от него лишь меньшим размером. Сокращение бассейна связывалось с батской складчатостью [29, Fig. 5, 6]. В свете современных данных о полной инверсии Большекавказского бассейна в средней юре это решение вряд ли приемлемо. В соответствии с другой точкой зрения, позднеюрский–раннемеловый бассейн южного склона Большого Кавказа представлял собой новообразованный

задуговой рифт, образовавшийся в тылу зоны субдукции, падавшей на север под Понтиды [50]. Если учесть, что южная окраина Понтид была в это время пассивной [12 и ссылки в ней], то и от этой интерпретации приходится отказаться.

Скорее всего, бассейн южного склона представлял собой передовой прогиб, образовавшийся перед фронтом надвигавшихся структур Большого Кавказа. Об этом, прежде всего, свидетельствует поперечный разрез прогиба. В северном желобе или трого накапливались турбидиты: в поздней юре карбонатный, а в раннем мелу терригенный флиш [26]. Есть данные о том, что флишевый трог разделялся на две ванны поперечным поднятием [2]. В южном направлении происходило замещение турбидитов мелководными карбо-

натно-терригенными отложениями, еще южнее (в Понтидах) располагалась карбонатная платформа, вдоль северного края которой протягивалась цепочка биогермных построек, совпадавшая с валом Шатского. Наиболее крупные рифовые массивы по сейсмическим данным расположены в центральной и северо-западной частях вала Шатского [10, 23]. В восточном направлении вал Шатского воздымался – в Западной Грузии морские, мелководные фации замещались пестроцветными соленосными отложениями лагун. Таким образом, юрско-меловой бассейн южного склона Большого Кавказа обладает типичными чертами асимметричного передового прогиба, образовавшегося в результате флексурного изгиба литосферы под тяжестью надвигающихся масс.

Идея о позднеюрском задуговом рифтогенезе в Большекавказском регионе привела к ряду ошибочных представлений, отраженных на реконструкциях. Так, с этим рифтогенезом связывалось раскрытие Пращерноморского бассейна [6], а также Южно-Каспийского бассейна [6, 50]. Установлено, что Черноморский бассейн начал раскрываться не ранее конца раннего мела (см. ниже). Южно-Каспийский бассейн, занимавший промежуточное положение между глубоководным Большекавказским и мелководным Копетдагским бассейном, раскрылся, очевидно, одновременно с ними, т.е. в конце триаса – начале юры.

Позднеюрский–раннемеловой бассейн Ниш-Троян в Балканах также представлял собой передовую прогиб перед фронтом надвигающихся с юга покровов [52]. Его образование, а также образование небольшого юрского прогиба перед фронтом складчатого сооружения Северной Добруджи было связано с завершающей стадией среднеюрской эпохи сжатия. По данным Е. Градинару [42] узкий грабен сформировался в условиях трансенции вдоль разлома Печенега-Камена в самом конце бата. Морская трансгрессия проникла в грабен, скорее всего с юга из Вардарского бассейна. С локальным растяжением в тылу южно-вергентного складчатого пояса Большого Кавказа, возможно, было связано образование таких структур, как Западно- и Восточно-Ставропольская впадины Предкавказья, в которых в поздней юре накапливались мелководные карбонатно-терригенные отложения и эвапориты.

В целом можно утверждать, что никакой позднеюрской эпохи растяжения и рифтогенеза (задугового или иного происхождения) в регионе не было.

Раннемеловой этап (неоком) (рис. 3А)

В раннем неокоме для западной части региона была характерна обстановка сжатия. На основании палеомагнитных данных [22] одним из авторов (Казьмин) предполагалось, что в это время Понтиды совместно с Южно-Крымским террейном столкнулись со Скифской платформой [21]. Поскольку убедительных доказательств столкновения Южно-Крымского террейна со Скифской

платформой в раннем мелу нет, от этой версии пришлось отказаться. Подробная характеристика раннемеловых событий дана в работе [50 и других публикациях этих авторов].

В Преддобруджинском прогибе с неокомской фазой связано образование северо-вергентных покровов [24]. Данных о проявлениях неокомской деформации в районе между Северной Добруджей и Крымом нет. В Крыму терригенные и карбонатные толщи верхней юры и низов неокома были нарушены южно-вергентными надвигами в берриасе [18]. Восточнее, в пределах бассейна южного склона Большого Кавказа деформация сжатия либо не проявилась, либо была очень слабой – в разрезе верхнеюрских–нижнемеловых турбидитов нет несогласий [26]. Возможным отражением раннемеловой деформации является смена карбонатных турбидитов терригенными, указывающая на интенсификацию эрозии.

Природа деформации остается неясной. Она не могла быть связана с “задуговым сжатием” [50], поскольку никакой дуги на Понтийско-Родопской окраине в это время не было. С другой стороны, есть данные об обдукции офиолитов на южную окраину океана Тетис в Пелагонийской зоне в поздней юре [36] или в конце юры – начале мела [37, 60]. В Восточных Тавридах известны офиолиты, обдуцированные ранее чем 110 млн. лет тому назад [67]. Эти обдукции, вероятно, отвечают коллизиям островных дуг на южном фланге Вардарского бассейна с пассивной окраиной океана. Временная блокировка зон субдукции на фоне сближения главных плит могла приводить к деформации сжатия на активной окраине, как это показано на врезке (рис. 3Б).

Апт-альбский этап (рис. 4)

Субдукция литосферы Вардарского бассейна под Понтийско-Родопскую окраину началась во второй половине раннего мела. С ней связаны образование вулканических дуг, задуговой рифтогенез и начало раскрытия новой генерации окраинных морей. Для региона Черного моря и Большого Кавказа предложено несколько вариантов реконструкции этих процессов, включающих как общие, так и существенно различные трактовки [13, 20, 29, 40, 53].

Реликты вулканических дуг альбского (или апт-альбского) возраста обнаружены подводными исследованиями на северном континентальном склоне Черного моря к югу и к западу от Крыма [9, 27]. Предполагалось, что вулканическая дуга продолжалась к юго-востоку вдоль вала Архангельского [20], но ни драгировки, ни сейсмические исследования пока этого не подтвердили. Вулканисты (андезитовые лавы, вулканокластиты, туфы) альб-сеноманского возраста вскрыты скважинами в Рионском прогибе [19, 25]. Рионский прогиб образовался в плиоцен-четвертичное время на южном краю вала Андрусова перед фронтом альпийских покровов Аджаро-Триа-

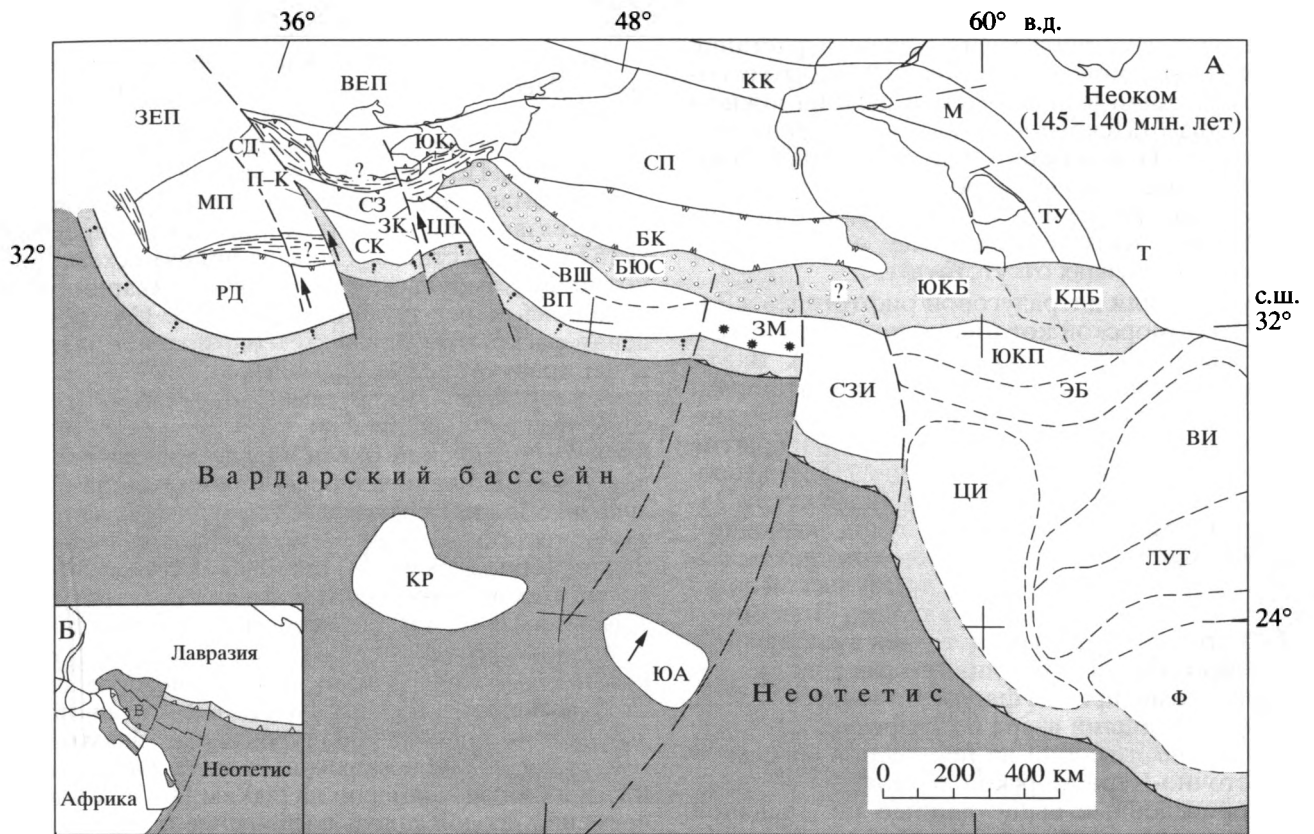


Рис. 3. Реконструкция на 140 млн. лет (неоком) (А). Условные обозначения см. на рис. 1, 2. Б – врезка: буква В – Вардарский бассейн

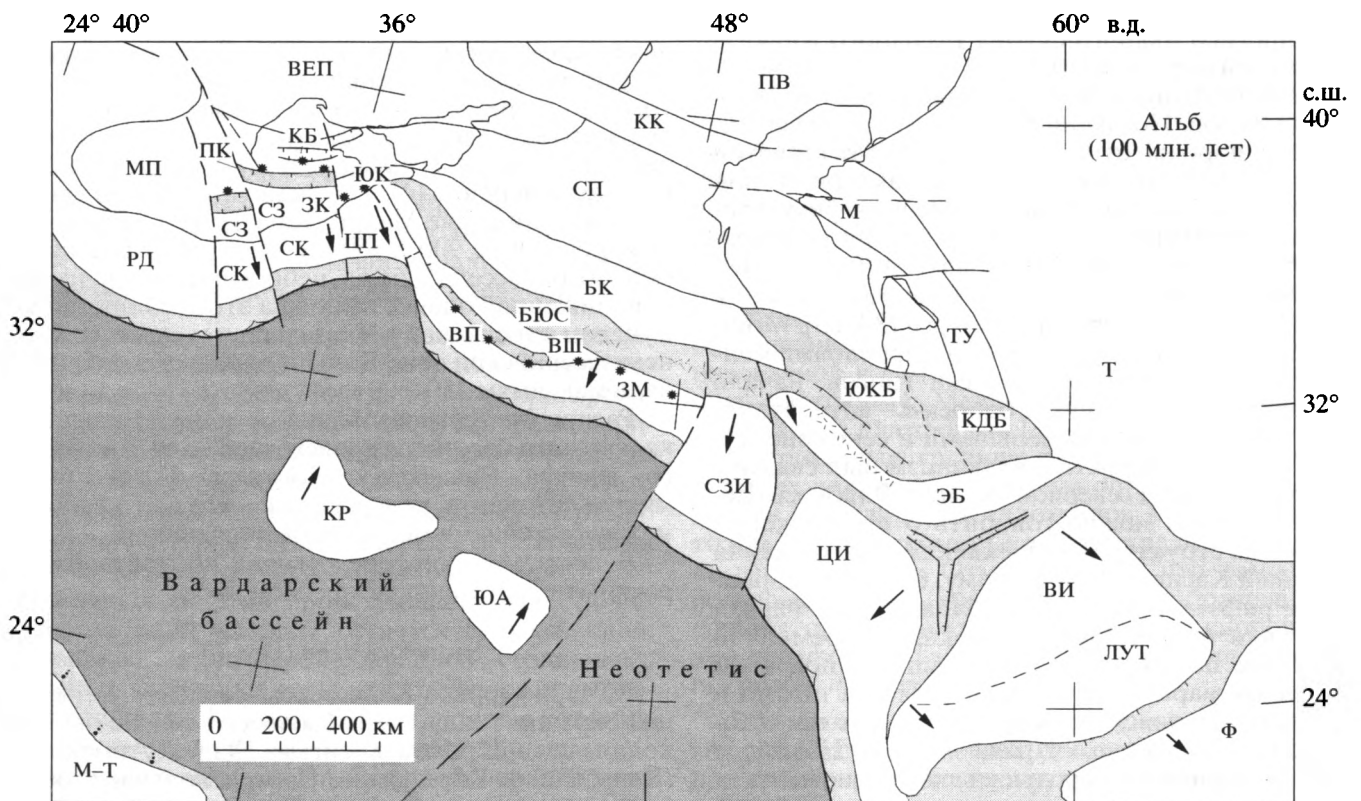


Рис. 4. Реконструкция на 100 млн. лет (альб). Условные обозначения см. на рис. 1, 2

лети [34]. В южном направлении, то есть в сторону фронта покровов, происходит резкое нарастание мощности вулканических пород до 2 км, что говорит о положении вулканической дуги на южном фланге вала Шатского либо вдоль его границы с Восточными Понтидами. Сами Восточные Понтиды были подняты [51], вероятно, в связи с заложением зоны субдукции на их южной окраине. В результате этого сеноманские отложения в Восточных Понтидах отсутствуют.

Задуговой или интрадуговой рифтогенез в Западно-Черноморской котловине начался в апте и продолжался до нижнего сеномана [44]. В это время от южной окраины Скифской платформы откололся узкий протяженный блок, с последующим дрейфом которого на юг связано раскрытие Западно-Черноморской котловины [53]. Впоследствии этот блок был включен в структуру Западных Понтид, где он известен под названием Стамбульская зона. Синрифтовые комплексы обнажены на северной окраине Стамбульской зоны вдоль южного побережья Западно-Черноморской котловины. Разрез представлен вулканокластическими турбидитами, глинистыми и карбонатными породами, причем фации становятся все более глубоководными вверх по разрезу. Подобные комплексы не известны на периферии современной Восточно-Черноморской котловины. В то же время приведенные выше данные по Западной Грузии говорят о возможности образования рифтовой впадины между Понтидами и валом Шатского в альбе на месте будущей Аджаро-Триалетской зоны. Одновременно в осевой зоне передового прогиба южного склона Большого Кавказа начались извержения туфов и лав, а также внедрение субвулканических интрузий диабазов и габбро-диабазов. По мнению М. Лордкипанидзе [16, 17], эти породы относятся к высокотитанистой щелочно-базальтовой серии, характерной для континентальных рифтов. Очевидно, в результате рифтогенеза в это время произошло превращение передового прогиба в задуговой бассейн.

Раннемеловой вулканизм известен также в районе Чалус в северном Эльбурсе [30, 65]. Мощная (до 1200 м) толща базальтов с прослоями мелководных известняков, местами гипсов, начала формироваться в позднем барреме – апте, вулканизм продолжался с перерывами в сеномане–туроне и сеноне. Вероятно, вулканизм был связан с рифтогенезом на северной окраине Эльбурса. Если это так, то можно говорить о продолжении рифтовых структур Большекавказского бассейна в Южный Каспий. По-видимому, близкий возраст имели рифты, расколовшие блок Ирана–Фараха на три или четыре крупных блока. В современной структуре положение образовавшихся при этом бассейнов маркируется офиолитовыми швами и складчатými поясами, окружающими со всех сторон блок Восточного Ирана – Лута. Наиболее древние осадочные породы, участвующие в строении этих поясов имеют, вероятно, апт-альбский возраст [41].

Сеноман-туронский этап (рис. 5)

На этом этапе продолжалось раскрытие задуговых бассейнов, начавшееся в апте–альбе. В Западно-Черноморском бассейне в верхнем сеномане произошла смена синрифтовых осадков пострифтовыми [44]. По мнению большинства исследователей, сеноманская трансгрессия (break-up unconformity) связана с переходом от рифтинга к спредингу [57 и др.]. В статье [12] была принята схема, по которой Стамбульская зона и блок Сакаррия объединились перед поздней юрой [39]. Соответственно раскрытие Западно-Черноморской котловины трактуется как совместный южный дрейф этих террейнов. По другим данным [55, 66], бассейн между Сакаррией и Стамбульской зоной (“Интрапонтийский океан”) существовал вплоть до турона. Коллизия террейнов произошла в результате южного дрейфа Стамбульской зоны, в тылу которой одновременно раскрывалась Западно-Черноморская котловина. В соответствии с этой схемой период спрединга в котловине охватывал время от позднего сеномана до турона.

Несколько позднее, в туроне началось раскрытие бассейна в болгарском Среднегорье, где в это время произошел переход от мелководной седиментации к накоплению турбидитов. Таким образом, Западно-Черноморский бассейн распространился на запад примерно на 600 км [43, 45]. Одновременно продолжалось расширение и углубление окраинного моря южного склона Большого Кавказа: в позднем сеномане – раннем туроне здесь отлагались глубоководные осадки ананурского горизонта – фтаниты, глинисто-кремнистые и карбонатно-кремнистые породы [26]. В то же время отсутствие следов океанической коры говорит о том, что ширина бассейна была небольшой (скорее всего не более 150–200 км) и перехода к спредингу не было. Согласно результатам палеомагнитных измерений [4], в послемеловое время произошло сближение Малого Кавказа со Скифской платформой на 900 ± 350 км. Поскольку ширина мелового бассейна была небольшой, по нашей приближенной оценке величина этого сближения с учетом альпийской деформации в северной раннекиммерийской зоне Большого Кавказа составляла максимум 450–500 км.

Раскрытие Западно-Черноморского и Большекавказского бассейнов происходило за счет южного дрейфа Закавказско-Понтийско-Родопского микроконтинента, не исключено, что в это время между бассейнами мог образоваться пролив.

В восточном секторе региона продолжалось раскрытие внутрииранских бассейнов.

Сенонский этап (рис. 6)

В Черноморско-Кавказском сегменте активной окраины главными событиями в сеноне были коллизии с микроконтинентами Южной Армении (Карабах) и Киршехира. Первая коллизия, сопровождавшаяся образованием Севано-Акеринского офиолитового пояса, датируется ранним

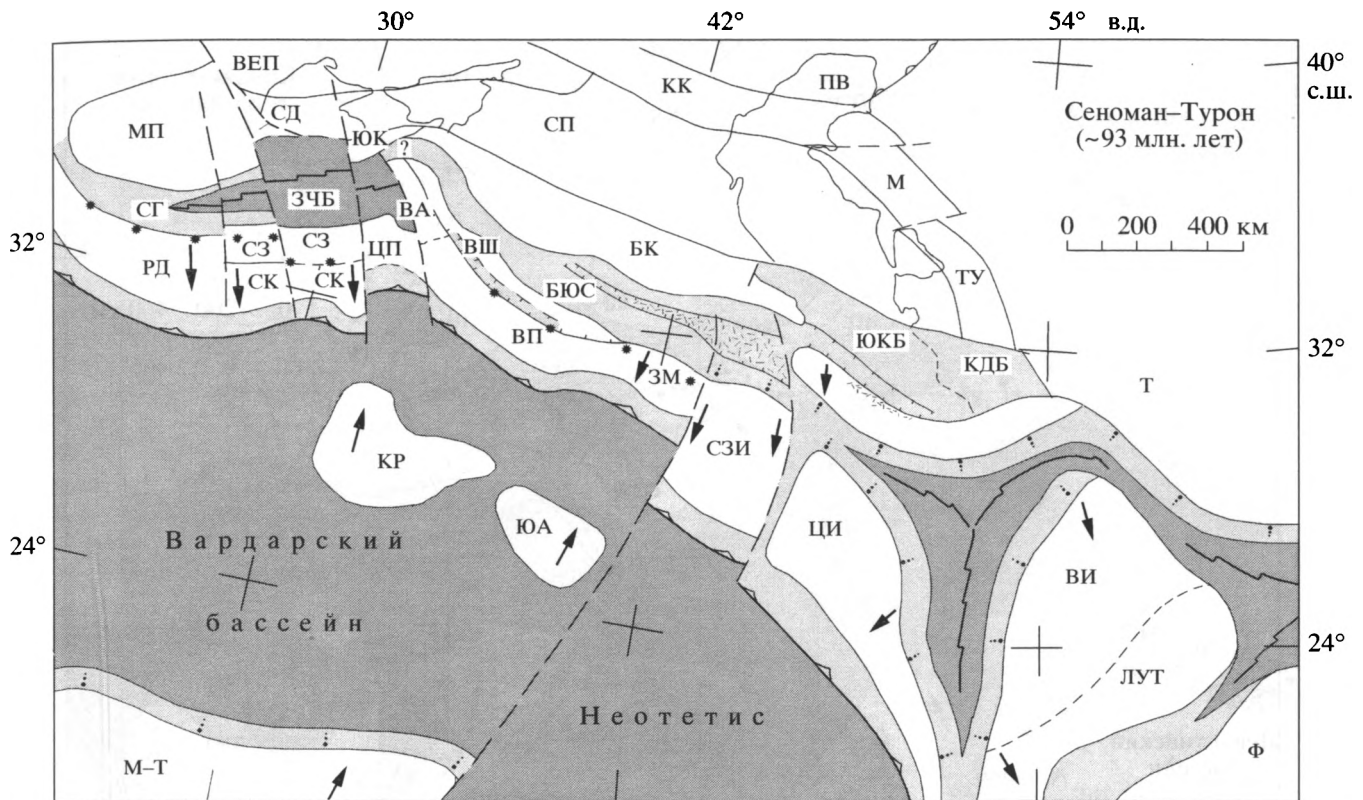


Рис. 5. Реконструкция на 93 млн. лет (сеноман–турон). Условные обозначения см. на рис. 1, 2

коньяком, поскольку офиолитовый аллохтон перекрыт неавтохтоном с верхнеконьякскими отложениями в основании [14]. Коллизия Кирсехирского массива с активной окраиной завершилась в раннем кампане – с этого времени прекратилось формирование субдукционно-аккреционного комплекса в зоне Измир-Анкара и перед фронтом южно-вергентных покровов образовался флексурный преддуговой прогиб, заполнявшийся флишем [47]. На рис. 6 показан начальный момент коллизии Кирсехира с активной окраиной.

В промежутке между Кирсехирским массивом и блоком Южной Армении (район Эрзинджана) к южной окраине Понтида были аккрецированы крупные массы офиолитов, в основном перидотитов. Одновременно окраина была перекрыта северо-вергентными покровами офиолитового меланжа, залегающими на отложениях вплоть до верхнеальбских и, в свою очередь, перекрытыми маастрихтским неавтохтоном [51]. Природа коллизионных событий, происходивших здесь, по-видимому, также в сеноне, остается не выясненной. Возможно, с активной окраиной столкнулись крупные подводные горы или структура типа океанского плато. Несмотря на диахронные коллизионные события на южном фланге Понтида и Закавказского массива, на северной окраине этих блоков в течение турона и сенона существовал пояс известково-щелочных вулканитов явно над-

субдукционного происхождения, что свидетельствует о неполной блокировке зоны субдукции.

Сенонские коллизии привели к существенным изменениям в геодинамике региона. Раскрытие окраинных морей скорее всего прекратилось, возможно, даже произошло их сокращение, хотя прямые данные об этом отсутствуют. В то же время частичная блокировка действовавшей зоны субдукции привела к образованию новой зоны поддвига вблизи пассивной окраины океана, сильно сузившегося к этому времени. В тылу новообразованной зоны субдукции начался спрединг и образование молодой океанической коры, обдуцированной в кампане–маастрихте на карбонатную платформу Мендереса–Тавра и окраину Аравийской платформы [32, 37]. На рис. 6 показана примерная граница распространения этих будущих покровов. Проблема образования и обдукации офиолитовых аллохтонов в Северо-Восточном Средиземноморье выходит далеко за рамки данной статьи. Отметим лишь, что нами использована схема, предполагающая образование офиолитов в едином центре к северу от карбонатной платформы Тавра и последующий переброс покровов через нее [54].

В Иранском секторе продолжалось раскрытие внутрииранских бассейнов, достигших максимальных размеров, по-видимому, к концу сенона. В маастрихте началось накопление флиша, ассоциирующего с вулканитами андезитово-базальтового со-

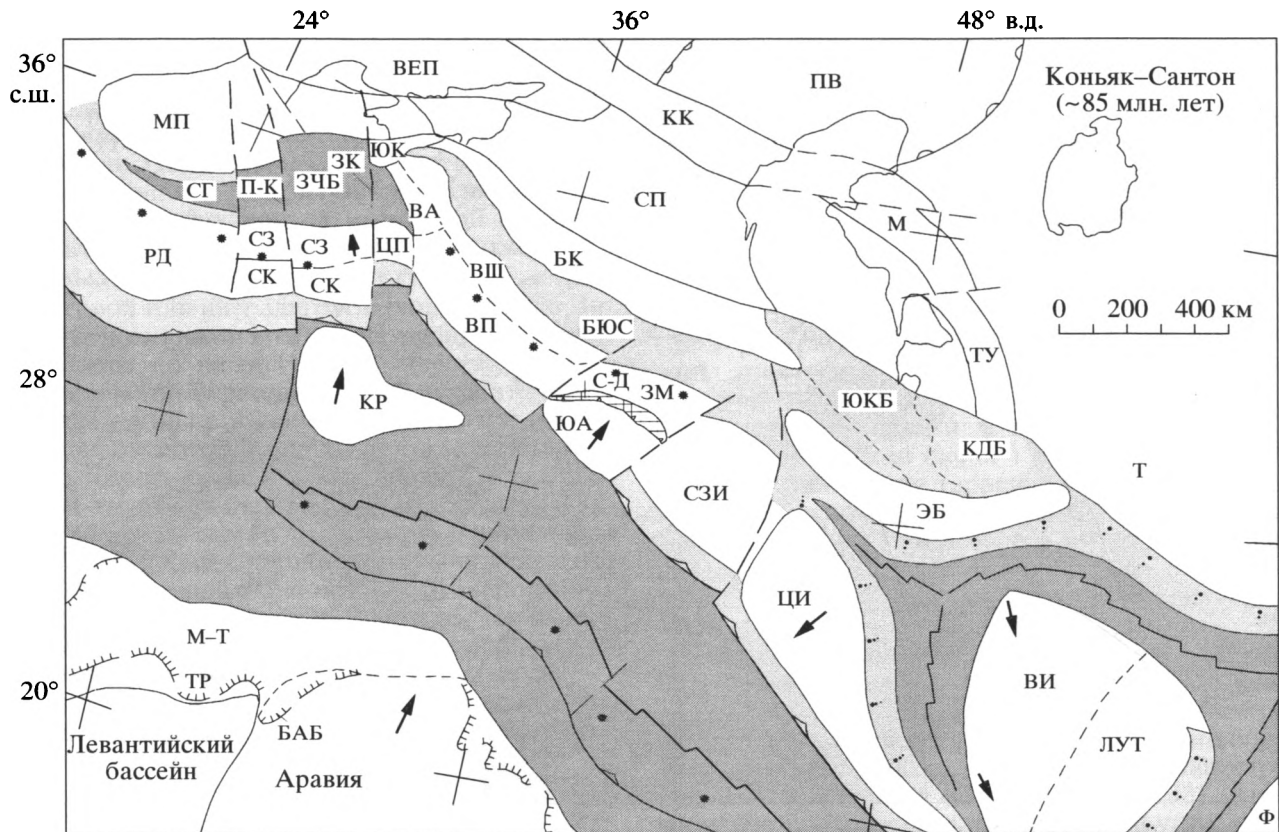


Рис. 6. Реконструкция на 85 млн. лет (коньяк–сантон). Условные обозначения см. на рис. 1, 2

става, что говорит об образовании активных окраин и переходу к режиму замыкания бассейнов.

Раннепалеоценовый этап (рис. 7)

В западной части региона крупнейшим событием в палеоцене было столкновение блока Мендереса–Тавра с активной окраиной [51]. Отделение этого блока от Африки–Аравии произошло, по-видимому, в конце маастрихта – начале палеоцена. Об этом свидетельствует возраст бимодальной вулканической серии хребта Кирения (Северный Кипр). Ранее считалось, что вулканы имеют островодужную природу [35], более поздние исследования показали их внутриплитное, рифтовое происхождение [56]. Возможно, именно вдоль хребта Кирения проходила зона раскола между Африкой–Аравией и блоком Мендереса–Тавра.

В результате последующей коллизии с Понтидами блок Мендереса–Тавра был перекрыт южно-вергентными покровами [58]. Одновременное надвигание покровов в северном направлении отмечается лишь на небольшом (около 200 км) участке на южной окраине восточной части Восточных Понтид. Здесь перед фронтом покровов образовался флексурный прогиб, заполнявшийся флишевыми толщами верхнего палеоцена – нижнего эоцена [51]. Эти соотношения позволяют датировать коллизию блока Мендереса–Тавра с Понтидами ранним палеоценом.

С раннепалеоценовой коллизией связана начальная фаза инверсии в бассейне Среднегорья, обусловленная надвиганием Родопского массива с юга [59]. Скорее всего, происходило и частичное сокращение Западно-Черноморского бассейна за счет надвигания Понтид, но прямых данных об этом нет. Проявления раннепалеоценового надсубдукционного вулканизма в западном секторе региона не известны, что соответствует общей коллизионной обстановке.

В восточном (Иранском) секторе региона продолжалось начавшееся в маастрихте замыкание внутрииранских морей и связанное с этим процессом широкое развитие флишевых и вулканических известково-щелочных серий. Сближение континентальных блоков сопровождалось вращением блока Восточного Ирана – Лута против часовой стрелки. Вулканический пояс располагался на западной и восточной окраинах этого блока. Также сокращался бассейн между Эльбурсом и Центральным Ираном. Вулканический пояс, располагавшийся к югу от Эльбурса, продолжался в пределы Талыша [41].

Позднепалеоценовый-среднеэоценовый этап (рис. 8)

К этому этапу в рассматриваемом регионе относятся последние эпизоды раскрытия задуговых морей. В западном секторе растяжение было свя-

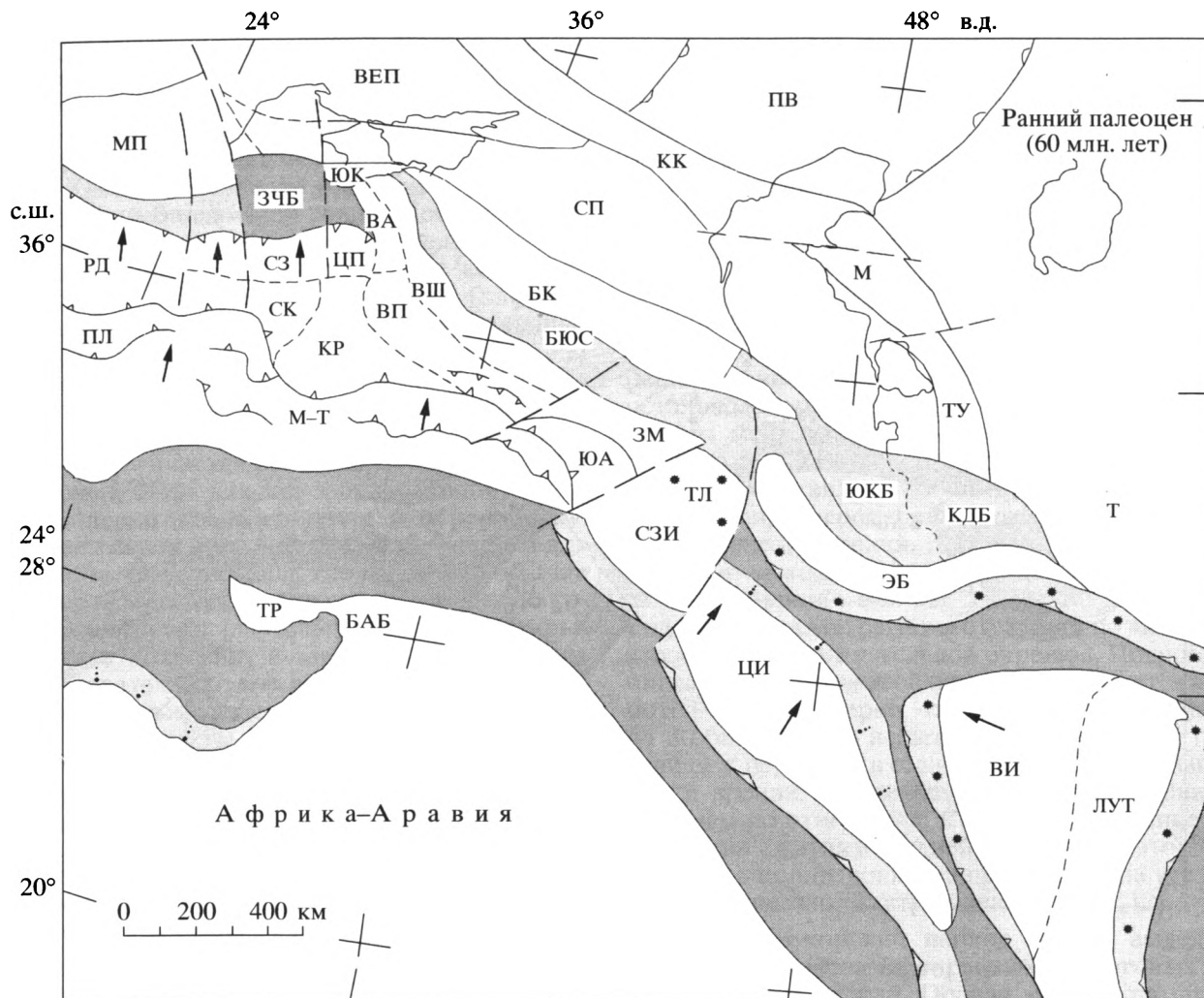


Рис. 7. Реконструкция на 60 млн. лет (ранний палеоцен). Условные обозначения см. на рис. 1, 2

зано с образованием новой (и последней) зоны субдукции к югу от Мендерес-Таврского террейна. Субдукция прекратилась в самом конце среднего – начале позднего эоцена, когда произошла коллизия Аравийского выступа Африканской плиты с активной окраиной и наступила эпоха орогенеза.

Крупнейшим событием рассматриваемого этапа было раскрытие Восточно-Черноморской котловины между валом Шатского с одной стороны и валом Андрусова и Восточными Понтидами с другой. Сейсмические профили, пересекающие восточную пассивную окраину вала Андрусова, показывают, что разрез пострифтового осадочного заполнения котловины начинается с палеоценовых, скорее всего верхнепалеоценовых отложений [40, 57]. В то же время разрез предрифтового комплекса на валу Шатского по данным сейсмических исследований и бурения венчается нижнепалеоценовыми (датскими) слоями [34]. Еще в 1974 г. было показано, что Аджаро-Триалетский задуговой или интрадуговой бассейн являлся прямым продолжением Восточно-Черно-

морского бассейна [1]. Погружение Аджаро-Триалетского бассейна отмечено переходом от мелководных карбонатных отложений верхнего мела к флишевой толще палеоцена – нижнего эоцена [28]. Максимум раскрытия бассейна приходится на средний эоцен, когда в его осевой зоне изливались базальты типа MORB, возможно, свидетельствующие о зарождении оси спрединга [1]. Важно отметить, что средний эоцен (лютетский век) был эпохой растяжения, образования горстов и грабенов и трансгрессии в Восточных и Западных Понтидах [51, 66]. Широким распространением отличался андезито-базальтовый известково-щелочной вулканизм, охвативший не только Понтиды, но и Киршехирский и Южно-Армянский террейны. В пределах блока Мендереса–Тавра среднеэоценовые вулканы не известны за исключением вулканического пояса Маден на южной периферии Битлисского массива.

Аджаро-Триалетская складчатая зона, возникшая в результате инверсии одноименного бассейна, прослеживается в восточном направлении до

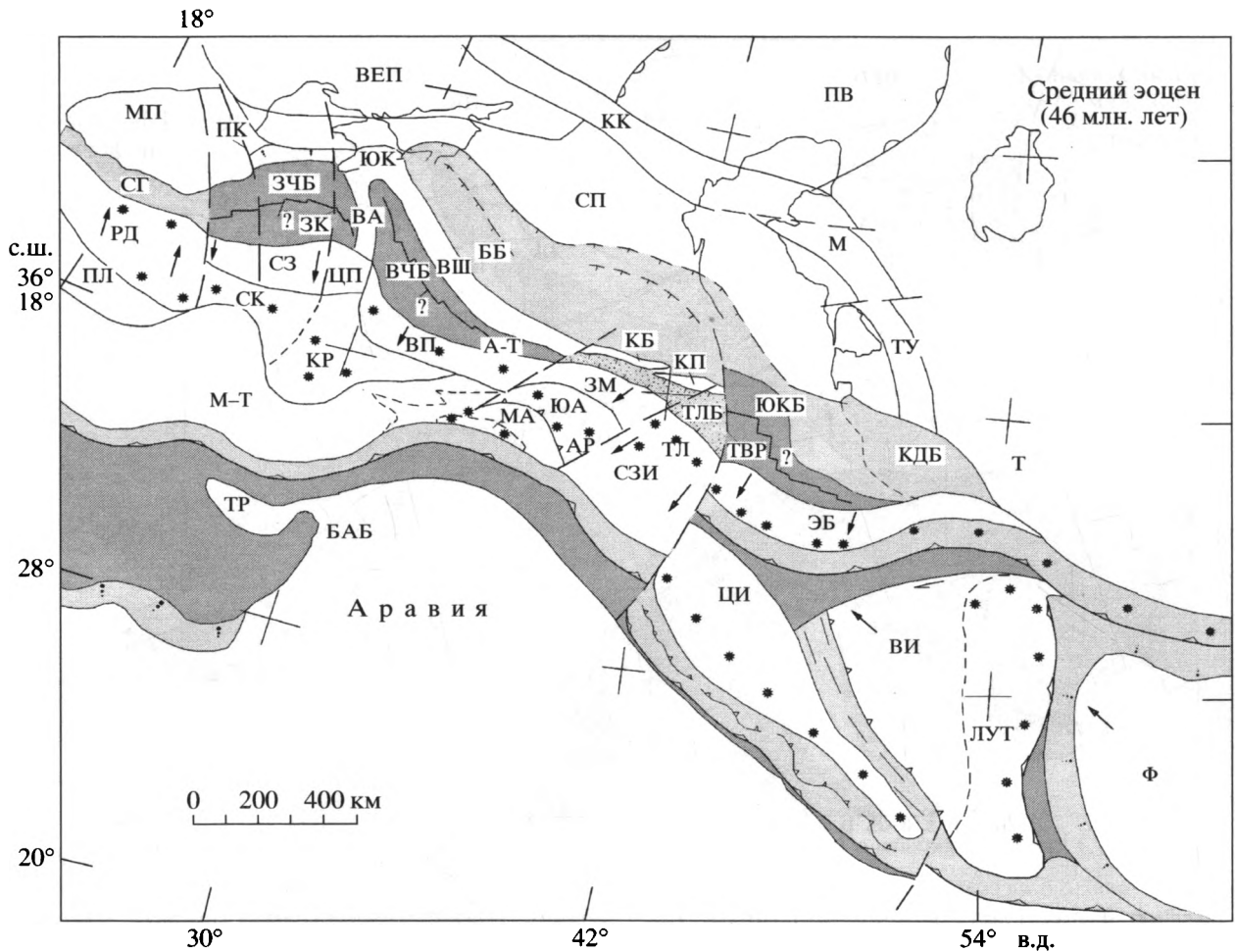


Рис. 8. Реконструкция на 45 млн. лет (средний эоцен). Условные обозначения см. на рис. 1, 2

регионального поперечного разлома северо-восточного простирания. В восточном крыле разлома фундамент Куринской депрессии резко опущен, одновременно обрываются расположенные западнее Аджаро-Триалетская и Гагра-Джавская зоны. С поперечным разломом, вероятно, связано западное ограничение мезозойской вулканической дуги Сомхито-Карабахской зоны Закавказья, по-видимому, он разделяет Закавказский массив и Восточные Понтиды. Траектория разлома хорошо просматривается на «Геодинамической карте Кавказа» [8], хотя сам разлом на карте не обозначен. Он был показан одним из авторов (Казьмин) на «Структурно-тектонической карте консолидированной коры Каспийского региона» [7]. К востоку от поперечного разлома в фундаменте Куринской депрессии выделяется впадина, расширяющаяся с запада на восток от 40 до 100 км с одновременным возрастанием глубины поверхности фундамента от 9 до 14 км. Восточная, наиболее глубокая часть впадины (Астраханбазарский прогиб), разделяет блок Закавказского массива с расположенной на нем мезозойской вулканической дугой и линейное погребенное Кюрдмирское поднятие [15]. Последнее, как по-

казывают данные глубокого бурения, представляет собой гряду, сложенную вулканогенными и осадочными породами юрского–поздне мелового возраста [3]. Древнейшие вулканические породы относятся к средней юре. Вулканизм продолжался с перерывами до маастрихта. Вулканические породы Кюрдмирского поднятия принадлежат к известково-щелочной и шохонитовой сериям и, таким образом, по возрасту и составу идентичны вулканитам Сомхито-Карабахской зоны. Вряд ли можно сомневаться, что Кюрдмирский вал представляет собой фрагмент Сомхито-Карабахской вулканической дуги, отторгнутый в результате рифтогенеза. Время рифтогенеза постмеловое, поскольку самые молодые вулканиты в обеих структурах кампан-маастрихтские, и донеогеновое, поскольку молассы Куринской депрессии рифтогенезом не затронуты. Очевидно, разделение блоков произошло в палеогене. Этот вывод подтверждается палеогеографическими картами, согласно которым уже с палеоцена между блоками существовал прогиб [3].

Продолжением палеогеновых структур к востоку от Араксинского разлома являлся Тальшский глубоководный бассейн, претерпевший ин-

версию перед олигоценом (?) и в неогене. Отмечается сходство палеоцен-эоценовых вулканитов (базальты с повышенным содержанием калия) и вулканокластических турбидитов Талышского бассейна с синхронными образованиями Аджаро-Триалетии [1, 31]. Талышский бассейн раскрылся в Южно-Каспийскую котловину, отделяясь от нее Талыш-Вандамской зоной. Последняя, по видимому, представляет собой крупный поперечный разлом, разделяющий области с континентальной корой в Куруинской депрессии и Талыше и аномальной корой Южно-Каспийской котловины.

Большая часть Южно-Каспийской впадины подстилается корой мощностью 12–18 км. По геофизическим свойствам (V_p 7.1 км/с, характер прохождения волн S_n и Lg) эта кора близка к океанической, но отличается большей мощностью [49]. Кора может быть как новообразованной, так и древней, испытавшей утонение и переработку. Наиболее тонкая кора (10–12 км) характерна для западной части котловины, где на картах обычно выделяют океаническую или субокеаническую кору. Судя по возрасту рифтовых бассейнов, раскрывающихся в котловину с запада, ее образование должно было происходить в палеоцене–эоцене. Наиболее вероятным механизмом раскрытия был задуговой рифтогенез и, возможно, спрединг в тылу эоценовой вулканической дуги Эльбурса, образовавшейся над зоной субдукции на заключительной стадии замыкания внутрииранских бассейнов.

Ситуация в Западно-Черноморском бассейне в палеоцене–эоцене остается неясной. Предполагалось, что он мог расширяться одновременно с Восточно-Черноморским бассейном в результате южно-направленной миграции Понтида и Таврида с одновременным вращением вала Андрусова против часовой стрелки [13, 40]. Такой вариант развития подтверждается данными по тепловому потоку, величина которого не исключает возможного растяжения и рифтогенеза в Западной котловине в палеоцене [64].

Особый интерес представляет палеоцен-эоценовая эволюция Большекавказского бассейна. Согласно реконструкциям палеогеновой палеогеографии Кавказа [5, 15], в это время произошло большое расширение бассейна за счет ступенчатых погружений по сбросам и флексурам на юге Скифской платформы и в зоне северного склона Большого Кавказа, который после среднеюрской эпохи деформации оставался поднятым по отношению к бассейну южного склона. Ширина образовавшегося бассейна достигала 250–300 км, глубины превышали 2 км. Наибольшие глубины были приурочены к южной части бассейна, т.е. находились в пределах более древнего мезозойского прогиба южного склона.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В эпоху среднеюрского сжатия и деформации почти все окраинные (задуговые) моря Черно-

морско-Каспийского региона были замкнуты, и на их месте сформировались складчатые пояса. Исключение составлял реликтовый бассейн, включавший юго-восточную часть Большекавказского и северную часть Южно-Каспийского бассейнов, а также мелководный Копетдагский бассейн. Время образования первого и последнего из них достаточно уверенно датируется поздним триасом или ранней юрой [12]. Такой же возраст имеет, очевидно, и занимавший промежуточное положение Южнокаспийский бассейн. Это тем более вероятно, поскольку в позднем триасе вся территория расположенного южнее Ирана была охвачена растяжением и рифтогенезом. На остальной территории региона в поздней юре и раннем мелу глубокоководные бассейны (бассейн южного склона Большого Кавказа, прогиб Ниш-Троян) представляли собой флексурные передовые прогибы перед фронтами складчатых среднеюрских сооружений. Версия о задуговом, рифтовом происхождении этих бассейнов [6, 50] оказалась неверной, так как западный Понтийско-Родопский сектор региона с геттанга по апт существовал в режиме пассивной окраины. Подробное описание развития этой окраины приводится в работе [48]. Характерно, что в период с тоара–алеана по бат окраина испытывала воздымание, приведшее к перерыву в седиментации. Этим, с нашей точки зрения, подтверждается предположение о внешнем по отношению к окраине источнике напряжений сжатия в средней юре и связи этого источника с коллизионными процессами на удаленной границе плит внутри океана Тетис [12].

В постнеокомский период можно выделить две эпохи образования окраинных (задуговых или интрадуговых) морей. Первая эпоха охватывает временной интервал от апта до турона, вторая относится к верхнему палеоцену–эоцену. Первая эпоха была связана с образованием зоны субдукции к югу от Понтийско-Родопской окраины и началом поглощения литосферы Вардарского бассейна. Как уже отмечалось, заложение новой зоны субдукции обычно сопровождалось растяжением и рифтогенезом в широком поясе тетической окраины [11, 12]. На этот раз главным проявлением такой закономерности было раскрытие Западно-Черноморско-Среднегорского бассейна и превращение передового прогиба южного склона Большого Кавказа в задуговой бассейн. Два узких и протяженных (более 2000 км) бассейна разделялись перемычкой, образованной северо-западным окончанием вала Шатского и валом Андрусова. Поскольку раскрытие задуговых морей было обусловлено южной миграцией зоны субдукции и вулканических дуг, вполне вероятно раскрытие к югу от Крыма небольшого пролива, соединившего оба бассейна.

Со второй, позднепалеоценовой–среднеэоценовой, эпохой связано в первую очередь раскрытие цепочки задуговых бассейнов, расположенных к югу от Большекавказского бассейна и от-

деленных от него поднятиями вала Шатского, Кахетино-Вандамской кордильеры и Кюрдмирским поднятием. К ним относятся Восточно-Черноморский бассейн (включая Аджаро-Триалетскую зону), рифтовые бассейны Куринской впадины, Талышский бассейн. Восточным продолжением этой системы был палеогеновый бассейн Южного Каспия. Не исключено, что в эту же эпоху произошло дополнительное расширение Западно-Черноморского бассейна. Значительными были проявления растяжения в Большекавказском бассейне. В палеоцене – среднем эоцене произошло его существенное расширение и углубление за счет погружений крупных ступеней на окраине Скифской платформы и в зоне северного склона Большого Кавказа. Глубины в осевой зоне Большекавказского бассейна превышали 2 км [5, 15].

Масштабные проявления растяжения в западном секторе региона мы связываем с заложением новой зоны субдукции к югу от блока Мендерес-Тавр, примкнувшего к активной окраине в раннем палеоцене. После этого еще примерно в течение 20 млн. лет продолжалось сближение Аравийского выступа Африки с Евразией, завершившееся коллизией в позднем эоцене, примерно 40 млн. лет тому назад [32 и др.].

В восточном (Иранском) секторе активной окраины механизм раскрытия Южно-Каспийского бассейна был, скорее всего, связан с южно-направленным смещением зоны субдукции на южном фланге вулканической дуги Эльбурса на заключительной стадии замыкания внутрииранских бассейнов.

Бросается в глаза различный характер распределения палеогеновых (в основном среднеэоценовых) вулканитов в восточном и западном секторах активной окраины. В восточном секторе вулканические породы образуют отчетливые линейные пояса, приуроченные к границам сближающихся блоков Восточного и Центрального Ирана и Эльбурса. Надсубдукционный характер магматизма не вызывает сомнения [21, 32, 38]. В западном секторе ситуация иная. Непосредственно с субдукцией под Тавриды можно связывать лишь небольшой эоценовый пояс Маден. Основная масса эоценовых вулканитов распространена на широкой территории, включающей Восточные и Западные Понтиды, блоки Сакарии, Киршехира, Южной Армении (Карабаха), а также Родопский массив.

Возможно, широкое распространение среднеэоценовых лав связано с остаточными процессами поддвига (А-субдукцией) в коллизионных зонах позднемелового и раннепалеоценового возраста. Вывод на поверхность образовавшихся при этом расплавов осуществлялся в эпоху регионального растяжения, достигшей кульминации в среднем эоцене.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 04-05-64184).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Адамия Ш., Гамкрелидзе И.П., Закариадзе Г.С., Лордкипанидзе М.Б. Аджаро-Триалетский прогиб и проблема образования Черного моря // Геотектоника. 1974. № 1. С. 78–94.
2. Адамия Ш.А. Структурно-фациальная зональность мезозойских отложений западной части геосинклинали южного склона Большого Кавказа // Проблемы геологии Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1978. С. 236–243.
3. Атлас литолого-палеогеографических, структурных, палинспастических и геоэкологических карт центральной Азии. Алмааты: Научно-иссл. институт природных ресурсов ЮГГЕО, 2001. 31 карта и Объяснительная записка.
4. Баженов М.Л., Буртман В.С. Происхождение структурной дуги Малого Кавказа // ДАН СССР. 1987. Т. 293. № 2. С. 416–419.
5. Беньямовский В.Н., Щерба И.Г. Палеобатиметрия и аноксия позднепалеоценового бассейна Большого Кавказа в свете новых микропалеонтологических данных // Докл. РАН. 1999. Т. 369. № 6. С. 790–794.
6. Зоненшайн Л.П., Ле Пишон К. Глубоководные впадины Черного и Каспийского морей – остатки мезозойских тыловых бассейнов. // История океана Тетис. М.: ИО АН СССР, 1987. С. 74–93.
7. Волож Ю.А., Антипов М.П., Казьмин В.Г., Бродский А.Я. и др. Структурно-тектоническая карта консолидированной коры Каспийского региона (в печати).
8. Геодинамическая карта Кавказа 1 : 1 000 000 / Ред. С.А. Кекелия. Тбилиси, 2001.
9. Жигунов А.С. Мезозойские отложения Алуштинского сектора континентального склона Крыма // Океанология. 1986. Т. 26. Вып. 4. С. 655–666.
10. Исмагилов Д.Ф., Терехов А.А., Шайнуров Р.В. Поднятие Палласа в Черном море – мезозойский погрёбенный рифовый массив // Докл. РАН. 1991. Т. 319. № 4. С. 935–938.
11. Казьмин В.Г. Подвижность зон субдукции и субдукционные пояса // Докл. РАН. 1999. Т. 366. № 4. С. 526–529.
12. Казьмин В.Г., Тихонова Н.Ф. Раннемезозойские окраинные моря в Черноморско-Кавказском регионе: палеотектонические реконструкции // Геотектоника. 2005. № 5. С. 20–35.
13. Казьмин В.Г., Шрейдер А.А., Финетти И. и др. Ранние стадии развития Черного моря по сейсмическим данным // Геотектоника. 2000. № 1. С. 46–60.
14. Книппер А.Л. Океаническая кора в структуре Альпийского складчатого пояса Европы Западной Азии и Кубы. М.: Наука, 1975. 208 с.
15. Копп М.Л., Щерба И.Г. Кавказский бассейн в палеоцене // Геотектоника. 1998. № 2. С. 29–50.
16. Лордкипанидзе М.Б. Альпийский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Средиземноморского складчатого пояса. Тбилиси: Мецниереба, 1980. 162 с.
17. Лордкипанидзе М.Б. Мезокайнозойский вулканизм и геодинамика центрального сегмента Альпийско-Гималайского складчатого пояса. Дис. докт. геол.-мин. наук. Тбилиси: Геол. инст. им. Джанелидзе, 1996. 385 с.
18. Милеев В.С., Розанов С.В., Барабошкин Е.Ю., Никитин М.Ю., Шалимов И.В. Положение верхнеюрских отложений в структуре Горного Крыма //

- Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 1995. Т. 70. Вып. 1. С. 22–32.
19. *Надарейшвили Г.Ш., Лордкипанидзе М.Б.* Мезокайнозойский вулканизм Грузии как индикатор геодинамических обстановок // Геология и полезные ископаемые Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1989. С. 313–330.
 20. *Никишин А.М., Кортаев М.В., Болотов С.Н., Ершов А.В.* Тектоническая история Черноморского бассейна // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 2001. Т. 76. Вып. 3. С. 3–18.
 21. Палеографический атлас Северной Евразии / Ред. Казьмин В.Г., Натапов Л.М. Институт тектоники литосферных плит. М.: CD-ROM, 1998.
 22. *Печерский Д.М., Сафронов В.А.* Палинспастическая реконструкция положения Горного Крыма в средней юре – раннем мелу на основе палеомагнитных данных // Геотектоника. № 1. 1993. С. 96–105.
 23. *Пудовкин А.А., Хортов А.В.* Сейсмостратиграфические особенности и перспективы нефтегазоносности вала Шатского (по результатам переработки морских сейсморазведочных материалов прежних лет) // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2002. № 1. С. 40–46.
 24. *Слюсарь Б.С.* Структуры горизонтального сжатия в Пред-Добрудже // Геотектоника. 1984. № 4. С. 90–105.
 25. *Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б. и др.* Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины. М.: Недра, 1985. 215 с.
 26. *Чечелашвили И.Д., Варсимашивили Э.В.* Литология верхнеюрско-меловых отложений южного склона Большого Кавказа // Литология юрских и меловых отложений южного склона Большого Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1981. С. 84–129.
 27. *Шнюков Е.Ф., Шербаков И.Б., Шнюкова Е.Е.* Палеоостровная дуга севера Черного моря. Киев: Нац. АН Украины, 1997. 287 с.
 28. *Шерба И.Г.* Палеогеновый бассейн Кавказа // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 1994. Т. 69. Вып. 3. С. 71–80.
 29. *Adamia Sh.A., Lordkipanidze M.B., Beridze M.A., Kotetischvili E., Kutelia Z.* Paleogeography of the Ukrainian Carpathians, the Crimea, and the Caucasus / Eds. Rakús et al. Evolution of the northern margin of Tethys. Mém. Soc. Géol. Fr. Paris, 1990. Nouvelle Série № 154. III. Pt. 1. P. 123–146.
 30. *Alavi M.* Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran // J. Geodynamics. 1996. Vol. 21 (1). P. 1–33.
 31. *Allen M.B., Vincent S.J., Alsop G.I., Izmail-Zadeh A., Flecker R.* Late Cenozoic deformation in the South Caspian region: effect of basement block within a collision zone // Tectonophysics. 2003. Vol. 366 (3–4). P. 233–23.
 32. Atlas Tethys. Palaeoenvironmental maps / Eds. Dercourt J., L.-E. Ricou, Vrielynck B. Paris: Gauthier-Villars, 1993. 307 p. 14 maps. 1 pl.
 33. Atlas Peri-Tethys. Paleogeographical maps / Eds. Dercourt, J., Gaetani, M., Vrielynck, B., Barrier E., Biju-Duval B., Brunet M.-F., Cadet J.P., Crasquin S., Sandulescu M. Paris: CCGM/CGMW, 2001. 24 maps and Explanatory notes.
 34. *Banks Ch. J., Robinson A.G., Williams M.P.* Structure and regional tectonics of the Achara-Trialet fold belt and the adjacent Rioni and Kartli foreland basins, Republic of Georgia // Ed. Robinson A.G. Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region. AAPG. 1997. Memoir № 68. P. 331–346.
 35. *Baroz F.* Volcanism and continent – island arc collision in the Pentadactylos Range, Cyprus // Ophiolites. Proceed. Intern. Ophiol. Symp. Cyprus, Nicosia, 1979. Geol. Surv. Department 1980. P. 73–85.
 36. *Brown A.M., Robertson A.H.F.* Evidence for Neotethys rooted within the Vardar suture zone from the Voras massif, northernmost Greece // Tectonophysics. 2004. Vol. 381. P. 143–173.
 37. *Dercourt J., Zonenshain L.P., Ricou L.-E., Kazmin V.G., LePichon X., Knipper A.L., Grandjaquet C., Sborshchikov I.M., Boulain J., Sorokhtin O., Geysant J., Lepvrier C., Biju-Duval B., Sibuet J.C., Savostin L.A., Westphal M., Lauer J.P.* Présentation de 9 cartes paléogéographiques au 1 : 20000000 s'étendant de l'Atlantique aux Pamirs pour la période du Lias à l'Actuel // Bulletin de la Société Géologique France. 1985. Vol. 1(5). P. 637–652.
 38. *Dercourt J., Zonenshain L.P., Ricou L.-E., Kazmin V.G., LePichon X., Knipper A.L., Grandjaquet C., Sborshchikov I.M., Geysant J., Lepvrier C., Pechersky D.H., Boulain J., Sibuet J.-C., Savostin L.A., Sorokhtin O., Westphal M., Bazhenov M.L., Lauer J.P., Biju-Duval B.* Geological evolution of the Tethys belt from Atlantic to Pamirs since Liassic // Tectonophysics. 1986. Vol. 123 (1–4). P. 241–315.
 39. *Elmas A., Yiğitbaş E.* Ophiolite emplacement by strike-slip tectonics between the Pontide zone and the Sakarya zone in northwestern Anatolia, Turkey // International J. of. Earth Sciences. 2001. Vol. 90. P. 257–269.
 40. *Finetti I., Bricchi G., Del Ben A., Pipan M., Xuan Z.* Geophysical study of the Black Sea // Bull. Geofisica Teor. Ed. Appl. 1988. Vol. 30. № 117–118. P. 197–324.
 41. Geological map of Iran. Scale 1 : 1000000 (Sheets № 1–6) / National Iranian Oil Company. Tehran, 1975–1979.
 42. *Gradinaru E.* Mesozoic rocks in North Dobrogea: an overview. IGCP Project 369. Field Guidebook: Central and North Dobrogea. Geol. Inst. Romania, 1995. P. 17–28.
 43. *Görür N.* Timing of opening of the Black Sea basin // Tectonophysics. 1988. Vol. 147. P. 247–262.
 44. *Görür N.* Cretaceous syn- to postrift sedimentation on the southern continental margin of the Western Black Sea basin // Ed. Robinson A.G. Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region. AAPG. 1997. Memoir № 68. P. 227–240.
 45. *Hsü K.J., Nacev I.K., Vuchev V.T.* Geologic evolution of Bulgaria in the light of plate tectonics // Tectonophysics. 1977. Vol. 40. P. 245–256.
 46. *Kazmin V.G.* Early Mesozoic reconstruction of the Black Sea – Caucasus region // Eds. Rakús et al. Evolution of the northern margin of Tethys. Mém. Soc. Géol. Fr. Paris, 1990. Nouvelle Sér. № 154. III Pt. 1. P. 147–158.
 47. *Kocyiğit A.* Geotransverse through the so called “Ankara melange” between Elmadag and Bedesten, Ankara, Turkey. Guidbook to excursion of the 3-d Intern. Turkish Geology Symp. MTA Ankara, 1998. 10 p.
 48. *Kocyiğit A., Altiner D.* Tectonostratigraphic evolution of the North Anatolian Palaeorift (NAPR): Hettangian-Aptian passive continental margin of the Northern Neotethys, Turkey // Turkish J. Earth Sci. 2002. Vol. 11. P. 169–191.
 49. *Mangino S., Priestly K.* The crustal structure of the southern Caspian region // Geophys. J. International. 1998. Vol. 133. P. 630–648.
 50. *Nikishin A.M., Zigler P.A., Panov D.I., Nazarevich B.P., Brunet M.-F., Stephenson R.A., Bolotov S.N., Kortaev M.V., Tikhomirov P.L.* Mesozoic and Cenozoic evo-

- lution of the Scythian Platform – Black Sea – Caucasus domain // Eds. Ziegler P.A., Cavazza W., Robertson A.H.F. Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan rift/wrench basins and passive margins. *Mém. Mus. natn. Hist. nat.* № 186. 2001. P. 295–346.
51. *Okay A.I., Şahintürk O.* Geology of the Eastern Pontides // Ed. Robinson A.G. Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region. AAPG. 1997. Memoir № 68. P. 291–311.
 52. *Okay A.L., Satir M., Tüysür Akyüz S., Chen F.* The tectonics of the Strandja massif: late-Variscan and mid-Mesozoic deformation and metamorphism in the northern Aegean // *Int. J. Earth Sciences.* 2001. Vol. 90. P. 217–233.
 53. *Okay A.I., Şengör A.M.C., Görür N.* Kinematic history of the opening of the Black Sea and its effect on the surrounding regions // *Geology.* 1994. Vol. 22. P. 267–270.
 54. *Ricou L.-E., Marcoux J., Whitechurch H.* The Mesozoic organization of the Taurides: one or several ocean basins? // *Geological evolution of the Eastern Mediterranean.* Oxford: Blackwell, 1985. P. 349–359.
 55. *Robertson A.H.F., Ustaömer T.* Tectonic evolution of the Intra-Pontide suture zone in the Armutlu Peninsula, NW Turkey // *Tectonophysics.* 2004. Vol. 381. P. 175–209.
 56. *Robertson A.H.F., Dixon J.E., Brown S., Collins A., Morris A., Pickett E.A., Sharp I., Ustaömer T.* Alternative tectonic models for the Late Paleozoic – Early Tertiary development of Tethys in the Eastern Mediterranean // Eds. Morris A., Tarling D.H. *Paleomagnetism and tectonics of the Mediterranean region.* Geol. Soc. London Spec. Publ. 1996. Vol. 105. P. 239–263.
 57. *Robinson A.G., Rudat J.H., Banks C.J., Wiles R.L.* Petroleum geology of the Black Sea // *Marine and Petroleum Geology.* 1996. Vol. 13. № 2. P. 195–223.
 58. *Şengör A.M.C., Yılmaz Y.* Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach // *Tectonophysics.* 1981. Vol. 75. P. 131–241.
 59. *Sinclair H.D., Juranov S.G., Georgiev G., Byrne P., Mountney N.P.* The Balkan thrust wedge and foreland basin of Eastern Bulgaria: structural and stratigraphic development // Ed. Robinson A.G. Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region. American Association of Petroleum Geologists (AAPG). 1997. Memoir 68. P. 91–114.
 60. *Smit A.G.* Tectonic significance of the Hellenic-Dinaric ophiolites // Eds. Prichard H.M., Alabaster T., Harris M., Neary C.R. *Mantle processes and plate tectonics.* Geol. Soc. London Spec. Publ. 1993. Vol. 76. P. 213–243.
 61. *Stampfli G.M.* The Intra-Alpine terrain: a Paleotethyan remnant in the Alpine Variscides // *Ecologae Geol. Helv.* 1996. Vol. 89. P. 13–42.
 62. *Stampfli G.M., Borel G.D.* A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2002. Vol. 196. P. 17–33.
 63. *Stampfli G.M., Mosar J., De Bono A., Vavassis I.* Late Paleozoic, Early Mesozoic plate tectonics of the Western Tethys // *Bull. Geol. Soc. of Greece.* 1998. Vol. 32. P. 113–120.
 64. *Verzhbitsky E., Kuzin I.P., Lobkovsky L.I.* Age and thickness of the lithosphere within the Western and Eastern Basins of the Black Sea according to geophysical data // *Turkish J. Earth Sci.* 2002. Vol. 11. P. 231–242.
 65. *Wensink H., Varecamp J.C.* Paleomagnetism of basalts from Albourz: Iran part of Asia in the Cretaceous // *Tectonophysics.* 1980. Vol. 68. P. 113–129.
 66. *Yılmaz Y., Tüysüz O., Yiğitbaş E., Can Gene S., Şengör A.M.C.* Geology and tectonic evolution of the Pontides // Ed. Robinson A.G. Regional and petroleum geology of the Black Sea and surrounding region. AAPG. 1997. Memoir №. 68. P. 183–226.
 67. *Zeck H.P., Ünlü T.* Alpine ophiolite obduction before 110 ± 5 Ma, Taurus belt, Eastern-Central Turkey // *Tectonophysics.* 1988. Vol. 145. P. 55–62.

Рецензенты: В.С. Буртман, А.А. Моссаковский

Late Cretaceous–Eocene Marginal Seas in the Black Sea–Caspian Region: Paleotectonic Reconstructions

V. G. Kaz'min and N. F. Tikhonova

*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Nakhimovskii pr. 36, Moscow, 117997 Russia
e-mail: vkazmin@geo.sio.rssi.ru*

Abstract—A series of seven reconstructions is presented to illustrate the evolution of marginal seas in the Black Sea–South Caspian segment of the margin of the Tethys Ocean from the Late Jurassic to the middle Eocene. After Middle Jurassic inversion and until the Aptian Age, no marginal (backarc) basins were formed in the region, while the Pontides–Rhodope margin developed in the passive regime. The retained relict of the Late Triassic–Early Jurassic backarc basin includes the southeastern part of the Greater Caucasus, the northern part of the South Caspian Basin, and the shallow-water Kopetdagh Basin. The basins of the southern slope of the Greater Caucasus, Balkans (Nish–Trojan Trough), and Dobrogea developed as flexural foredeeps in front of the Middle Jurassic fold systems. The next, Aptian–Turonian epoch of opening of marginal seas was related to the origination of subduction zones at the Pontides–Rhodope margin and to the incipient consumption of the Vardar Basin lithosphere with formation of the West Black Sea Basin and its western continuation in the Bulgarian Srednogorie. The backarc rifting in the Greater Caucasus resulted in transformation of the foredeep into the backarc basin. Two basins approximately 2000 km in total extent were separated by the bridge formed by the Shatsky and Andrusov swells. The last, late Paleocene–middle Eocene epoch of the formation of backarc basins was associated with the newly formed subduction zone south of the Menderes–Taurus Terrane that collided with the active margin in the early Paleocene. The Greater Caucasus Basin widened and deepened, while to its south the East Black Sea Basin, the grabens in the Kura Depression, and the Talysh Basin, all being separated by a chain of uplifts, opened. The Paleogene South Caspian Basin opened in the course of the southward motion of the Alborz volcanic arc at the late stage of closure of the Iranian inner seas.

УДК 551.242.51:551.72(268.46)

ГЕОДИНАМИКА РИФЕЙСКОГО ЭТАПА ЭВОЛЮЦИИ СЕВЕРНОЙ ПАССИВНОЙ ОКРАИНЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА

© 2006 г. А. С. Балув

Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7

Поступила в редакцию 18.04.2005 г.

Субпараллельные палеорифтовые зоны северо-западного простирания (Онежско-Кандалакшская, Керещко-Лешуконская и Баренцевоморская), расположенные в северо-восточном сегменте Восточно-Европейской платформы, рассматриваются как единый структурно-парагенетический ансамбль, сформировавшийся в условиях горизонтального растяжения края континентальной плиты в среднем–позднем рифее. Поэтому представляется целесообразным эти палеорифтовые структуры объединить в единую рифтовую систему Белого моря в отличие от принятого разделения их на две и более системы. Рифтовая система Белого моря заложилась во время распада (1300–1240 млн. лет назад) древнего суперконтинента Палеопангея при раздвиге, возникшем между континентальными плитами Балтикой и Лаврентией под воздействием, вероятнее всего, растекания вещества мантии в пределах экваториального горячего пояса Земли. Рифтинг при этом имел диффузный характер с последовательным возникновением субпараллельных рифтовых зон от внутренней к краевой части континентальной плиты. В результате на краю Балтики сформировался периконтинентальный осадочный бассейн пассивной окраины, представлявший собой систему субпараллельных рифтовых зон. Геолого-геофизические данные свидетельствуют в пользу того, что механизм формирования пассивной окраины континентальной плиты Восточно-Европейской платформы в рифее был реализован согласно одной из моделей крупных растяжений литосферы после стадии раннего спрединга океанического дна, происходивших со срывом хрупкой коры по detachment, отделавшему последнюю от пластичной нижней коры. Геодинамический режим рифейской пассивной окраины Восточно-Европейского кратона был, вероятно, сходным с режимом формирования современных пассивных окраин атлантического типа. Рифтовая система Белого моря и поперечная к ней Среднерусская палеорифтовая система имеют не только различное происхождение, но и разное время заложения. Вероятной причиной заложения Среднерусской системы палеорифтов явилось возникновение в позднем рифее режима трансенсии вдоль подвижной зоны древнего фундамента при горизонтальном растяжении, которое начала испытывать литосфера северо-восточной части Фенноскандинавского сегмента в среднерифейское время в результате развития рифтовой системы Белого моря, т.е. фактически при формировании пассивной окраины континента Балтика.

В последние годы резко возрос интерес к изучению пассивных континентальных окраин, как современных, так и древних, в связи с их нефтегазоносностью [8, 9, 29, 37]. Пассивные, или дивергентные, окраины, представляющие собой опущенные ниже уровня моря континентальные плиты [9], являются широко распространенными парагенетическими ассоциациями геологических структур, среди которых важнейшее значение имеют рифтогенные. Они в значительной мере определяют заложение и эволюцию бассейнов краевых и внутренних морей, нередко наследующих осадочные бассейны геологического прошлого, а также контролируют пространственное размещение проявлений внутриплитного магматизма. В этом плане значительное внимание сейчас привлекает северная окраина Восточно-Европейской платформы, к которой примыкает нефтегазоносный Баренцевоморский шельф и, в частности, зона сочленения Балтийского щита с Баренцевской (Свальбардской) плитой.

В пределах северо-восточного сегмента Восточно-Европейской платформы существует крупная система субпараллельных рифейских палеорифтов (авлакогенов) северо-западного прости-

рания (рис. 1), ранее разделявшихся [5, 18] на две палеорифтовые системы: Беломорскую, в состав которой входят Керещко-Лешуконская палеорифтовая зона и Онежско-Кандалакшская, пересекающая своим северо-западным концом восточную часть Балтийского щита, и Баренцевоморскую, обрамляющую последний с севера и северо-востока, отделяя его от Баренцевоморской плиты. Эти рифтовые структуры заложены в среднем рифее, пережили активизацию в среднем палеозое, когда широкое развитие получил щелочной магматизм, и в конце кайнозоя, когда образовался современный бассейн Белого моря.

В юго-восточном направлении фундамент рифтовых структур испытывает максимальное опускание (до 4.5–5 км) под чехол Мезенской синеклизы. В пределах синеклизы рифтогенные грабены фактически представляют собой единую систему субпараллельных зон, несколько расходящихся веером к северо-западу. Морфологическое единство этих палеорифтовых зон, отчетливо выраженное в структуре рельефа поверхности кристаллического фундамента северо-восточного сегмента Восточно-Европейской платформы [16], близкий интервал времени (средний рифей) за-

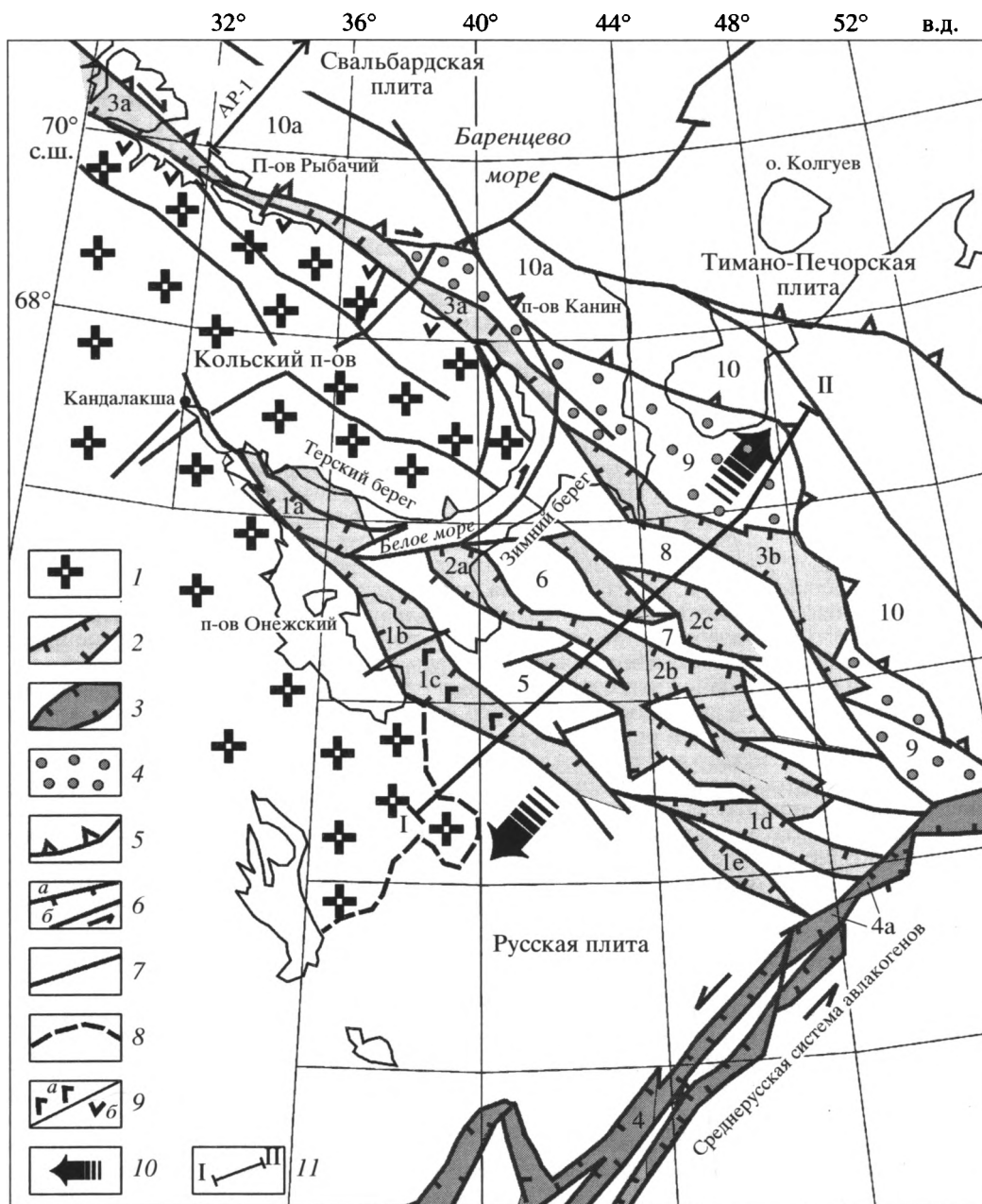


Рис. 1. Структурная схема палеорифтовой системы Белого моря (составлена с использованием работ [5, 16, 22, 27])

1 – Балтийский щит; 2, 3 – палеорифты: 2 – среднерифейского и 3 – позднерифейского заложения; 4 – рифейско-вендский шельфовый склон; 5 – конвергентные швы; 6 – сбросы (а) и сдвиги (б); 7 – прочие разломы; 8 – граница Балтийского щита; 9 – проявления рифтогенного магматизма: а – среднерифейского, б – позднерифейского; 10 – векторы горизонтального растяжения литосферы в среднем рифее; 11 – линия геолого-геофизического разреза земной коры, представленного на рис. 3. Цифры на схеме: 1 – Онежско-Кандалакшский палеорифт (грабены: 1а – Кандалакшский, 1в – Центральный, 1с – Онежский, 1д – Яренгский, 1е – Западно-Уфтыогский); 2 – Керецко-Лешуконский палеорифт (грабены: 2а – Керецкий, 2в – Среднекинежский, 2с – Лешуконский); 3 – Баренцевоморский палеорифт (грабены: 3а – Баренцевоморский, 3в – Мезенский); 4 – Среднерусская система палеорифтов (4а – Котласский грабен); 5–8 – выступы фундамента: 5 – Архангельский, 6 – Товский, 7 – Полтинско-Ежугский, 8 – Мезенский; 9 – Притиманский прогиб; 10 – Тимано-Варангерский пояс байкалитов (10а – Кольско-Канинская моноклираль). АР-1 – местоположение профиля динамического глубинного разреза, представленного на рис. 2

полнения рифтогенных грабенов и их формирование в сходных геодинамических условиях вдоль края континентальной плиты позволяют рассматривать эти рифтовые структуры как единый

структурно-парагенетический ансамбль под названием “рифтовая система Белого моря”. С юго-востока она ограничена поперечным к ней Котласским грабеном, являющимся северо-восточ-

ным окончанием Среднерусского авлакогена – стержневой структуры Центральнорусской трансформационной зоны. С северо-востока палеорифты Беломорского региона перекрывает крайовой шов Тимано-Варангерской системы байкалитид, известный как “линеамент Карпинский”.

Традиционно эта территория рассматривалась как площадь развития континентального рифтогенеза в рифее [4, 5, 12, 15, 18, 20, 22, 27 и др.], который предшествовал началу общего прогибания и формирования осадочного чехла Мезенской синеклизы. Иногда Мезенскую синеклизу объединяют с Московской, расположенной в центральной части Восточно-Европейской платформы, в связи с тем, что пространственно эти впадины сливаются как бы в единый прогиб, а залеженные в их фундаменте палеорифтовые структуры взаимно перпендикулярно сочленяются. Однако анализ результатов исследований последних лет [3, 26, 34, 38, 39] приводит к выводу о том, что эти внутриплитные структуры имеют не только различный возраст образования, но и разные причины, их формирующие. В связи с этим возникает ряд вопросов, касающихся происхождения главных палеорифтовых систем Восточно-Европейской платформы, их геодинамической эволюции и взаимоотношения, а также различной их роли в формировании основных структурных элементов платформы на отдельных этапах ее эволюции и, в частности, в образовании структурных парагенезов пассивной континентальной окраины и центральной части платформы в рифейско-вендское время. Освещению этих вопросов и посвящена данная статья. Вопросы более поздних этапов эволюции (среднепалеозойского и кайнозойского) северо-восточного сегмента Восточно-Европейской платформы рассматривались нами ранее [4, 5].

СТРУКТУРА И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ БЕЛОГО МОРЯ

В состав рифтовой системы Белого моря, общая протяженность которой составляет более 1000 км при ширине от 300 до 500 км, входят Онежско-Кандалакшский (Кандалакшско-Двинский [12]), Керецко-Лешуконский и Баренцево-морский палеорифты (см. рис. 1).

Онежско-Кандалакшский палеорифт, ограничивающая систему с юго-запада, по строению делится на три основных сегмента: Кандалакшский грабен в акватории Белого моря, Центральная и Онежская (Юго-Восточная) впадины [22] и ряд менее крупных впадин. Протяженность Кандалакшского грабена около 250 км при ширине 80 км и глубине погружения фундамента до 3 км. В Центральном грабене эти параметры равны соответственно 190, 60 и 2,5 км, а в Онежском – 275, 60 и до 3,5 км глубины в южной части впадины. Далее на юго-восток к Онежскому грабену через Юрасскую перемычку примыкает Северо-Двинская депрессия, которая веерообразно раскрывает-

ся в сторону Котласского грабена Среднерусского авлакогена, расположенного поперек простирания Онежско-Кандалакшского палеорифта, двумя впадинами (Западно-Уфтыюгской и Яренгской), разделенными Уфтыюгским поднятием фундамента. Сегменты Онежско-Кандалакшского палеорифта представляют собой полуграбены с переменной полярностью, разделенные перемычками, представляющими собой выступы кристаллического фундамента. И, наконец, на северо-западном окончании рифтовой зоны выделяется наиболее молодой ее сегмент – Колвицкий, занимающий северо-западную часть Кандалакшского залива, который сформировался как грабеновая структура, вероятно, в конце кайнозоя [5].

Онежско-Кандалакшский (Кандалакшско-Двинский) палеорифт, являясь краевой и основной структурой рифтовой системы Белого моря, заложился вдоль оси раннедокембрийского Лапландско-Беломорского подвижного пояса. Пространственно Онежско-Кандалакшский палеорифт приурочен к юго-восточному фрагменту Лапландского гранулитового пояса, обнажающегося на северо-восточном побережье Кандалакшского залива. Можно думать, что так же, как и на других древних платформах, пространственную локализацию Онежско-Кандалакшской палеорифтовой зоны предопределила древняя линейная зона чарнокит-гранулитового пояса. Возможно, что последний являлся ослабленной зоной древней литосферы, по которой происходили ее рифтогенерирующие разрывы в обстановке регионального растяжения земной коры. В работе [20] Онежско-Кандалакшский палеорифт характеризуется как телескопированное, периодически возобновляемое тектоническое образование, эволюционирующее под четким структурным контролем.

Керецко-Лешуконский палеорифт расположен к северо-востоку от Онежского грабена и отделен от Онежско-Кандалакшского палеорифта Архангельским сводовым поднятием фундамента шириной около 100 км. Он разбит системой глубинных разломов северо-западного простирания на ряд более мелких структурных форм, среди которых основными являются Керецко-Среднепинежская впадина, разделенная Золотицким (Товским) поднятием на Керецкий и Среднепинежский грабены, и параллельная им Лешуконская впадина. В Керецком грабене фундамент погружается на глубину более 3 км, а в Среднепинежском – до 4 км и более, мощность толщи осадочных пород рифея здесь оценивается в 1,5–2 км [18].

Лешуконский палеорифт протяженностью около 300 км состоит из двух кулисообразно расположенных грабенов с переменной полярностью, разделенных косою перемычкой. Глубина залегания фундамента в северо-западном грабене, примыкающем к Золотицкому поднятию, достигает 4,5 км, а в юго-восточном – до 5 км. К северо-западу фундамент Керецко-Лешуконской рифто-

вой зоны воздымается до глубин 0,5–1 км. На юго-восточном берегу Кольского полуострова существует небольшой по размерам (18–20 км) Чапомский грабен, выполненный верхнерифейскими–вендскими отложениями. Он, по всей видимости, является реликтом северо-западного окончания Лешуконского палеорифта, фундамент которого был опущен по системе сбросов пролива Горло Белого моря. К северо-востоку от Лешуконского рифта, отделяясь от него крупным продольным сбросом, простирается Мезенская межрифтовая зона, состоящая из двух кулисно расположенных поднятий – Кулойского и собственно Мезенского выступов. Последние отделяют от Лешуконской впадины узкий, но глубокий (до 4,5 км) Усть-Мезенский (Мезенский) грабен, относимый уже к Баренцевоморской рифтовой зоне, который к юго-востоку переходит в Сафоновскую рифтогенную впадину.

Баренцевоморский палеорифт. По данным ГСЗ в области перикратонного опускания фундамента на севере Восточно-Европейской платформы выявлен рифейский грабен, который протягивается из Предтимаанского прогиба через Горло Белого моря вдоль побережья Кольского полуострова до мыса Нордкап на северо-западе [33, 34]. Сейчас уже не вызывает сомнений факт существования системы глубоких рифейских грабенов, по меньшей мере, в северной части Мезенской синеклизы и в районе пролива Горло Белого моря. Вдоль Тиманской сутуры прослеживаются асимметричные Сафоновская и Пешская впадины, представляющие собой единую зону прогибания, ступенчато погружающуюся под Тиман. Краевой шов Тимано-Варангерской системы байкалит по геофизическим данным является крупным пологим надвигом, по которому рифейские метаморфические комплексы системы байкалит надвинуты на десятки километров на их платформенные аналоги области перикратонного опускания Русской плиты. Таким образом, северо-восточный борт прогиба перекрыт аллохтонными чешуями рифейских толщ Тимана. Образование комплекса, погребенные под отложениями осадочного чехла Печорской и Свальбардской (Баренцевоморской) эпибайкальских плит, обнажаются на полуостровах Среднем, Рыбачьем и Варангера, в нескольких выступах прибрежной зоны Кольского полуострова, на полуострове Канин и в ряде районов Тимана.

По данным МОВ ОГТ [26, 34], в пределах п-ова Среднего выделяется грабенообразная структура, которая принадлежит южному борту протерозойского палеорифта. Эти данные свидетельствуют о наличии в прибрежной зоне Кольского полуострова и на севере Мезенской синеклизы палеорифтовой структуры, а также подтверждают представления о надвиговом строении Кольско-Канинской моноклинали, в поднадвиговой зоне которой может находиться морское продолжение Предтимаанского прогиба, протягиваю-

щегося вдоль побережья Кольского полуострова и выполненного мощной толщей рифейских отложений (рис. 2).

Как отмечалось выше, с юго-востока структуры рифтовой системы Белого моря ограничены поперечной к ней Среднерусской палеорифтовой системой северо-восточного простираения. Особенности сочленения этих двух взаимно перпендикулярных палеорифтовых систем остаются не до конца ясными, однако следует отметить различный возраст их заложения: структуры рифтовой системы Белого моря начали формироваться в среднерифейское время, а Среднерусский авлакоген позже – в позднем рифее [38, 39].

В рельефе поверхности Мохо Онежско-Кандалакшский палеорифт практически не выражен: граница Мохо под ним располагается на глубине 42,5 км. Однако к северо-востоку она довольно резко (на расстоянии 50 км) воздымается до глубины 36–37 км [11]. Такая асимметрия мантийного выступа относительно оси рифта характерна и для кайнозойских рифтов с пологим сквозьлитосферным разломом. О существовании подобного раздела (детachment), падающего под блок Кольского полуострова и выполаживающегося на уровне границы между верхней и нижней корой, свидетельствуют и данные сейсмического профиля МОВ-ОГТ, проходящего меридионально через г. Кандалакшу [2].

Под Керецким грабеном граница Мохо располагается на глубине 40 км, но к северо-востоку она воздымается: под Лешуконским грабеном мощность коры достигает 34 км, а под Мезенским в районе Мезенского гравитационного максимума – 30 км [23]. Таким образом, под Керецко-Лешуконским и Мезенским палеорифтами имеется мантийный выступ, который, по сути, является юго-восточным продолжением выступа мантии под Кольским геоблоком Балтийского щита. В средней коре (12–15 км) по сейсмоплотностным характеристикам устанавливается раздел, выделяющий “аллохтонную” пластину в верхней части консолидированной коры Мезенской синеклизы. Скорее всего, этот раздел выходит на поверхность в виде литрического сброса, ограничивающего Онежско-Кандалакшский рифт с юго-запада в качестве главного магистрального разлома, фиксирующегося на профиле МОВ-ОГТ в районе г. Кандалакши [2]. Между “аллохтоном” и нижежащей средней корой под Мезенским выступом обособляется высокоплотная (около 3,0 г/см³) и высокоскоростная (7,0 км/с) линза протяженностью около 80 км при мощности 6–7 км, которая интерпретировалась [23] как скопление основной магмы. Трехмерным сейсмоплотностным моделированием установлено, что вклад этого линзообразного формирования в Мезенский гравитационный максимум достигает порядка 50%. Глубинное строение рифтовой системы Белого моря отражает геолого-геофизический разрез земной коры на рис. 3.

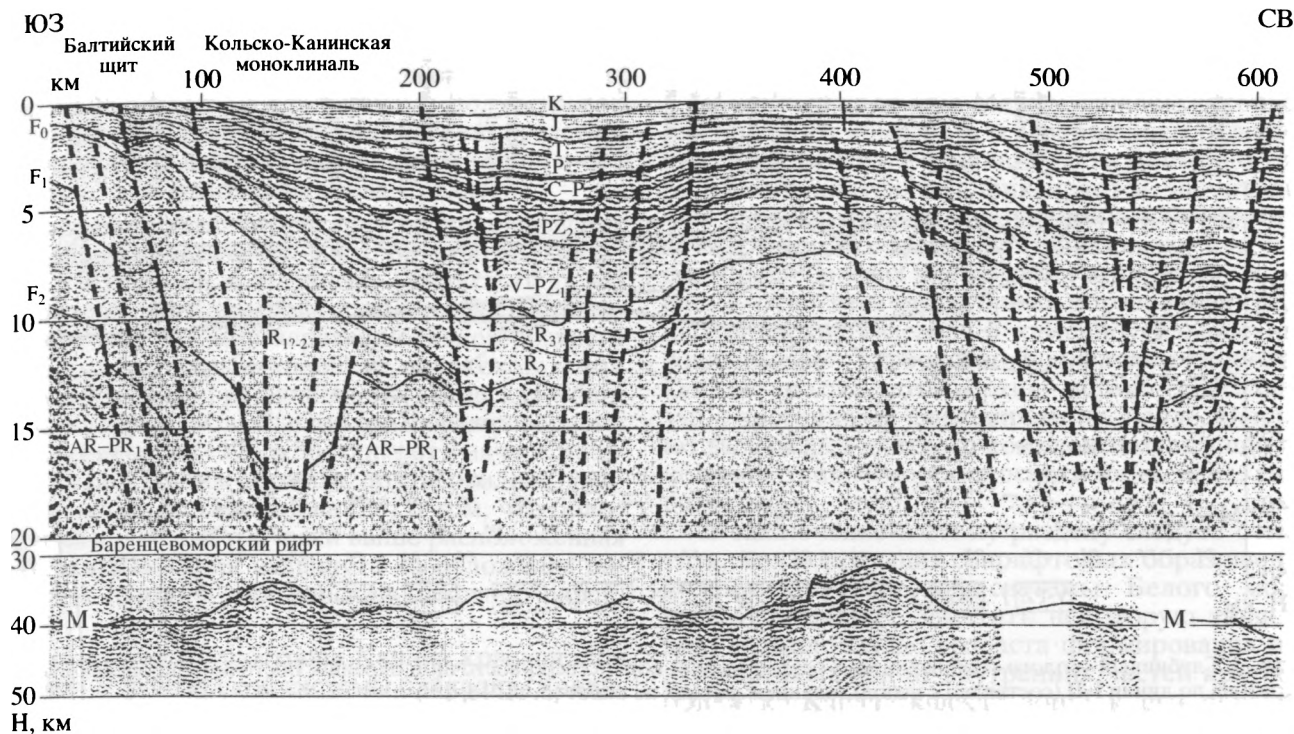


Рис. 2. Сводный динамический глубинный разрез по профилю AP-1: Н = 0–20 км – по данным ОГТ, Н = 30–50 км – по данным ГСЗ, по [14]. Местоположение профиля см. на рис. 1

F_{0-2} – главные сейсмостратиграфические границы, разделяющие фундамент, синрифтовые образования и перекрывающую их толщу Кольско-Канинской моноклинали

ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАБЕНОВОГО ВЫПОЛНЕНИЯ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ БЕЛОГО МОРЯ

На дорифтовом фундаменте в рифтовых зонах залегают отложения рифея (синрифтовый комплекс), которые в пределах плитной части платформы (Мезенской синеклизы) несогласно перекрываются синеклизным и плитным комплексами. Общее погружение всех отложений направлено в сторону Тиманского складчатого сооружения, надринутого на край Восточно-Европейской платформы.

Синрифтовый комплекс. Все впадины *Онежско-Кандалакшского* и *Керецко-Лешуконского* палеорифтов выполнены терригенными осадками, часто красноцветными, среднего и верхнего рифея, и лишь в разрезе рифея Онежского грабена на глубине ниже 620 м присутствуют покровы базальтов, долеритов и вулканокластических пород с возрастом 1300 млн. лет (солонзерская свита). Нижележащая часть разреза заполняющих Онежский грабен отложений мощностью 1800 м и более остается неизвестной, но очевидно, что стратиграфически нижележащие горизонты неизбежно должны быть более древнего возраста [22]. Возраст слюдясто-глинистого цемента алевролитов красноцветной толщи терской свиты,

распространенной на южном побережье Кольского п-ова (Терский берег) и выполняющей Кандалакшский грабен, по К-Аг методу составляет 1263 ± 40 и 1080 ± 40 млн. лет [21]. Вероятнее всего, осадки терской свиты трансгрессивно распространяются на плечо Кандалакшского рифтового прогиба, а породы более низких уровней разреза рифея скрыты в глубокой части прогиба. В Керецком грабене бурением вскрыта мощная толща красноцветных разнозернистых песчаников, сходных с рифейскими отложениями Кандалакшского грабена. Мощность рифейских отложений в Керецком грабене в целом оценивается в 1.5–2.0 км [18].

В рифтовых зонах Мезенского региона выделяются отложения, представленные средним и верхним рифеем. Среднерифейские образования слагают нижнюю часть разреза, выполняющего грабены. Большая их часть представлена темно-серыми аргиллитами с прослоями в верхней части мелкозернистых песчаников. Общая мощность среднерифейского комплекса может превышать 1.5 км. Изотопный возраст сланцев, полученный К-Аг методом по валовым пробам аргиллитов, 1080–1190 млн. лет [21]. Образования, относимые к верхнему рифею, представлены чередованием терригенных пород, иногда содержащих прослойки карбонатов [15]. Фациальный состав пород, выполняющих грабены, свидетельствует об условиях трансгрессии мелководного бассейна в преде-

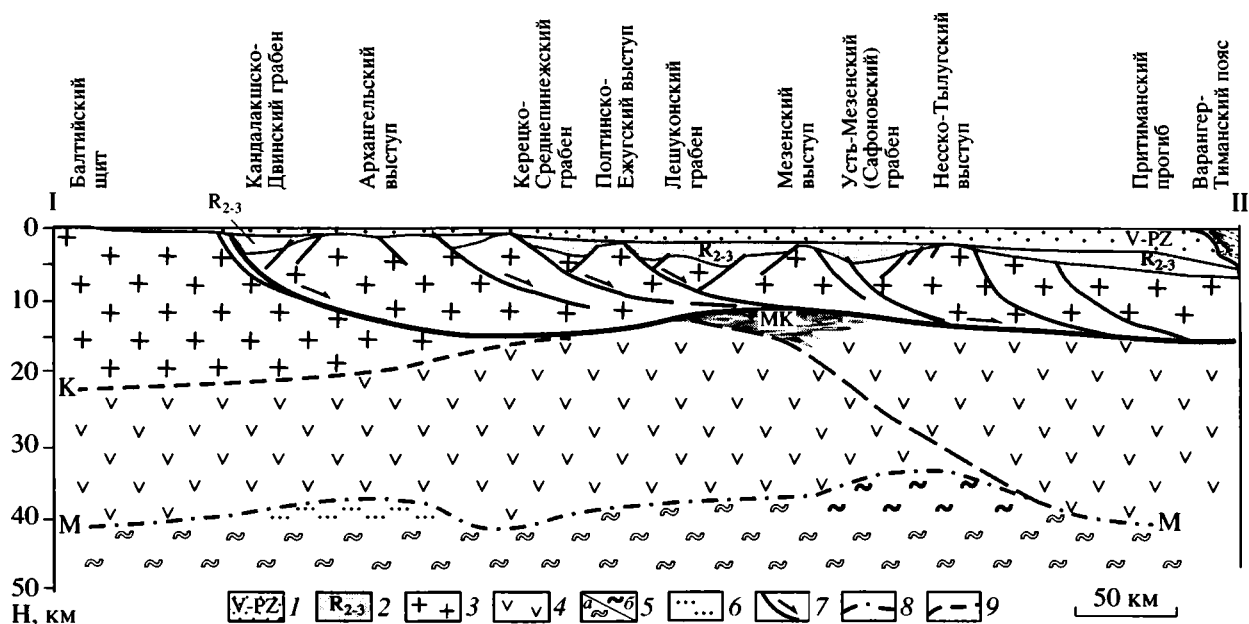


Рис. 3. Глубинный геолого-геофизический разрез земной коры северо-восточной окраины Восточно-Европейского кратона по линии I–II (составлен с использованием данных из работ [5, 11, 16, 23])

1 – венд-палеозойский платформенный чехол; 2 – синрифтовые терригенные образования среднего и верхнего рифея; 3 – верхняя кора; 4 – нижняя кора; 5 – верхняя мантия: а – нормальная с $V_p = 8.1\text{--}8.2$ км/с, б – повышенной плотности с $V_p = 8.4$ км/с; 6 – разуплотненная мантия с $V_p = 7.8$ км/с; 7 – литрические сбросы, переходящие в зону субгоризонтального срыва на границе верхней (хрупкой) и нижней (пластичной) коры; 8 – раздел Мохо; 9 – внутрикоровый раздел К. МК – магматическая камера в зоне срыва

лы краевой части Восточно-Европейского кратона в среднерифейское время, а находки акритарх указывают на морской тип этого бассейна [13].

Рифейские образования, кроме рифтовых впадин, встречаются и на горстовых участках, где они представлены преимущественно косослоистыми пестроокрашенными песчаными разностями пород, имеющими, по-видимому, аллювиальный генезис. Мощность отложений верхнего рифея колеблется от нескольких метров в пределах поднятий до более чем 1400 м в рифтовых зонах [15].

Баренцевоморский палеорифт. Как уже отмечалось, образования комплекса, погребенные под отложениями осадочного чехла Печорской и Свальбардской (Баренцевоморской) эпибайкальских плит, обнажаются на полуостровах Среднем, Рыбачьем и Варангера, в нескольких выступах прибрежной зоны Кольского полуострова, на полуострове Канин и в ряде районов Тимана.

Толща п-ова Среднего представлена отложениями двух серий [35] – верхнерифейской кильдинской и вендской волоковой. Кильдинская серия сложена аркозовыми, глауконитовыми, кварцито-видными песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, иногда пестроцветными с примесью карбонатного материала. На о-ве Кильдин в основании серии залегают несколько пластов доломитов с верхнерифейскими строматолитами. Волоковая серия, с разрывом перекрывающая кильдинскую, представлена конгломератами, гравелитами,

песчаниками и аргиллитами. Общая мощность кильдинской серии, согласно [25], составляет 1430 м и волоковой серии – 450 м. Осадочные породы, слагающие п-ов Средний, образуют моноклиналь с общим падением на СВ под углом до $10\text{--}12^\circ$. Пликативные дислокации представляют собой пологие складки размерами в сотни метров – первые километры с углами падения крыльев до $10\text{--}15^\circ$. Контакт с гранитами Мурманского блока стратиграфический. Однако, как отмечается в [26], наблюдаемые образования кильдинской серии слагают наиболее позднюю толщу, заполняющую прогиб, и трансгрессивно распространяются за его пределы. Породы более низких уровней разреза рифея скрыты в глубокой части грабена.

Полуостров Рыбачий также сложен осадочными породами, разделенными на две серии [35]. Нижняя эйновская серия представлена в основном грубообломочными породами – конгломератами, конгломерато-брекчиями, гравелитами и песчаниками с редкими прослоями глинистых сланцев. Переход от эйновской серии к баргоутной постепенный. Баргоутная серия представлена менее грубозернистыми образованиями – песчаниками и сланцами с примесью карбонатного материала и редкими линзами конгломератов. Мощность толщи п-ова Рыбачьего, по данным [25], достигает 4300 м. Эти отложения залегают моноκлинално с падением на СВ под углом до

15°. В северо-восточной и северной частях полуострова они смяты в складки различных размеров и с весьма разнообразным положением в пространстве. Контакт между толщами полуостровов Рыбачьего и Среднего тектонический, представляющий собой взброс с надвиганием толщи п-ова Рыбачьего на отложения п-ова Среднего.

Согласно схеме корреляции верхнерифейских и вендских толщ северо-восточной окраины Русской платформы и Варангер-Тиманского пояса [26] возраст кильдинской серии п-ва Среднего определен как поздний каратавий (конец позднего рифея), а перекрывающей ее волоковой – как вендский; породы рыбачинской (эйновская + баргоутная) серии п-ова Рыбачьего формировались в конце среднего (1126 ± 50 млн. лет) – начале позднего рифея. Таким образом, подтвердились представления А.А. Полканова [30] о том, что более древняя и гипсометрически выше расположенная рыбачинская серия надвинута на отложения волоковой (венд) и кильдинской (верхний рифей) серий.

В пределах полуострова Канина краевой шов Тимано-Варангерской системы байкалид (Канинско-Тиманского складчатого пояса), представляющий собой надвиг, по которому комплекс пород п-ова Рыбачьего надвинут на слоистые терригенные отложения п-ова Среднего, проявлен вдоль гряды мысов Западные Лудоватые. Сама горстовая гряда сложена карбонатной (доломитовой) толщей позднерифейского возраста, относящейся к карбостромовой формации, которая перекрывается и частично замещается по простиранию мощной толщей карбонатно-терригенных и терригенных пород верхнего и терминального рифея. Доломитовая толща мысов Лудоватых ограничена по простиранию разломами северо-западной ориентировки и смята в складки. Эта толща относится к образованиям континентального склона и деформирована в приразломной зоне [28].

Синеклизный комплекс. Отложения синеклизного комплекса, плащеобразно перекрывающие рифтогенные структуры в северной части Русской плиты, развиты преимущественно в пределах Мезенской синеклизы и залегают трансгрессивно с видимым несогласием на размытой поверхности рифея. Они представлены терригенными образованиями верхнего венда и нижнего кембрия. В условиях синеклизы они имеют довольно выдержанную мощность и состав, залегая на рифейских отложениях, а в пределах выступов фундамента – непосредственно на его эродированной поверхности. Отложения вендского возраста, перекрывающие рифейские образования, известны также и в пределах акватории Белого моря. Мощность вендских отложений широко варьирует, прослеживается тенденция ее увеличения с востока (270 м) на запад до 1000 м и более. В пределах Мезенской синеклизы венд-кембрийские образования выклиниваются на склонах Балтийского щита в западной и северной ее частях, на юге грани-

ца распространения комплекса контролируется Сысольским сводом, на востоке выклинивание происходит по подножию Тимана [15].

Плитный комплекс. Между началом накопления плитного комплекса и завершением отложения синеклизного в северной части Восточно-Европейской платформы фиксируется значительный перерыв в осадконакоплении в 150–160 млн. лет. В пределах Мезенской синеклизы, как и в смежных областях платформы, к плитному комплексу относятся терригенные образования среднего и верхнего девона и каменноугольные–нижнепермские карбонатно-сульфатные породы. Генезис красноцветов верхней перми–триаса связан с орогенными движениями на Урале. Венчают весь разрез плитного комплекса маломощные континентально-морские осадки юры, мела, антропогена.

В заключение к этому разделу следует отметить, что корреляция синрифтовых образований в пределах рифтовой системы Белого моря (рис. 4) позволяет наметить некоторую тенденцию к омоложению возраста формирования палеорифтовых зон от внутренних частей кратона (Онежско-Кандалакшская зона) к его окраине (Баренцевоморская зона).

ПРОЯВЛЕНИЯ РИФЕЙСКО-ВЕНДСКОГО МАГМАТИЗМА РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ БЕЛОГО МОРЯ

Кроме упомянутых уже проявлений среднерифейского вулканизма в Онежском грабене на его юго-западном плече (юго-западный берег Онежского п-ова и Кийостровский архипелаг), существуют проявления брекчиевидных флюидизатов основного состава в форме валунных даек, выполняющих разрывы в кристаллическом фундаменте [6], время образования которых определяется в 1.1 млрд. лет по цирконам из цемента $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ термоэмиссионным методом (Сумин Л.В., ВИМС).

В пределах зоны динамического влияния Онежско-Кандалакшского палеорифта примерно в 200 км западнее его (в районе г. Костамукши) зафиксирован комплекс лампроитовых даек северо-северо-западного простирания, время внедрения которых в кристаллические породы Балтийского щита определено Rb-Sr методом как 1230 ± 5 млн. лет [7].

Магматизм проявился также и в начале позднего рифея (1.0–0.98 млрд. лет) на севере Балтийского щита в Мурманском блоке вдоль узкой полосы побережья Баренцева моря в виде интрузивных тел, даек и силлов, кварцевых и оливинсодержащих долеритов. Вмещающими для них явились кварцито-песчаники и алевролитовые сланцы рифея или метаморфизованные образования архея. Долериты, относящиеся к нормальному толеит-базальтовому типу и связанные со зрелой стадией рифтогенеза, сосредоточены вдоль осевой зоны Баренцевоморского рифта [18].

Геохронологическая шкала (млн. лет)	Рифтовая система Белого моря					Варангер-Тиманский пояс байкалид	
	Онежско-Кандалакшская рифтовая зона		Керецко-Лешуконская рифтовая зона	Баренцевоморская рифтовая зона			
	Кандалакшский грабен	Онежский грабен		Мезенский грабен	Баренцево-морский грабен		
570 — 650 Венд	Валдайская серия		Устьпинезская серия		Волоковая серия	Канинская	
Поздний рифей R ₃ (карагавий)			Чапомская свита				Сафоновская серия
	1050	?		?		Рыбачинская, песчово-реченская, барминская серии	
Средний рифей R ₂ (иотгий)	Ненёкская свита		Лешуконская свита		Устьянфтинская серия		+
	1080 ± 40		Солозерская свита		Вашкинская свита		
1350	Терская свита		Солозерская свита		1190–1080		AR–PR ₁
	1263 ± 40		1300		+		
	+		?		+		1126 ± 50
	+		?		+		
	AR–PR ₁				AR–PR ₁		

Рис. 4. Схема корреляции синрифтовых отложений в грабенах рифтовой системы Белого моря (составлена с использованием работ [13, 25, 26])

В Онежской впадине, кроме проявлений среднерифейского магматизма, бурением вскрыты более молодые дайкообразные тела долеритов, секущие отложения ненёкской свиты и самые низы вендского чехла, перекрывающего грабен и смежные поднятия [22]. На северном побережье Кольского полуострова вдоль Баренцевоморского палеорифта серия долеритовых даек (710–603 млн. лет) сечет вендские прибрежно-шельфовые образования группы Локвикфьель (п-ов Варангер) [32].

В юго-западной части Зимнебережного района недавно выявлены в терригенных отложениях венда многочисленные вулканические проявления нового для северной части Восточно-Европейской платформы типа – поздневендские лавы и туфы калиевых известково-щелочных лампрофиров, близких к минетте, с возрастом 570 ± 8 млн. лет (U-Pb метод по цирконам) [40]. Эти вулканы образуют цепочку северо-восточного простирания, протягивающуюся параллельно Горлу Белого моря на 70 км вдоль Зимнего берега Белого

моря. Они представлены эффузивными породами (лавы, реже лавобрекчии), вулканокластическими и осадочно-вулканокластическими породами (туфы и туффиты), вулканогенно-осадочными породами (туфоалевролиты и туфоаргиллиты). Время проявления этого вулканизма очень близко к возрасту щелочных даек, развитых вдоль всего северо-западного побережья Кандалакшского залива. Характерной особенностью этих даек является большое количество округлых нижнекоровых и мантийных ксенолитов и угловатых включений вмещающих пород. K-Ar возраст этой дайковой серии по данным [19], 450–570 млн. лет. Следует также отметить, что примерно такой же возраст имеют дайки, силлы и камерно-инъекционные тела габбро-долеритов и долеритов (584 млн. лет) [32], секущие вендско-рифейские терригенные отложения п-ова Среднего и Мурманского берега Кольского полуострова.

Как видно, все эти проявления платформенного магматизма пространственно приурочены к структурам рифтовой системы Белого моря, что

может свидетельствовать о некоторой магматической реактивации последних в поздневендское время.

ОСОБЕННОСТИ ТЕКТониКИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО СЕГМЕНТА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО КРАТОНА

Обобщение и анализ приведенных выше материалов позволяет обозначить некоторые характерные особенности геологического строения северо-восточного сегмента Восточно-Европейской платформы:

1. В кристаллическом фундаменте этой части платформы, имеющем тенденцию общего погружения к юго-востоку, существует система линейно вытянутых рифтогенных трогов, образующих субпараллельные палеорифтовые зоны, простирающиеся вдоль края плиты древнего континента Балтика.

2. Асимметричное строение большинства рифтогенных грабенов (полуграбены), их кулисообразное расположение и смена полярности полуграбенов по простираению предполагают листрический характер формирующих их сбросов.

3. Фиксируемый по геофизическим данным внутрикоровый (12–15 км) раздел, выделяющий так называемую “аллохтонную” пластину [23] в верхней части консолидированной коры Мезенской синеклизы, по всей видимости, разделяет хрупкую верхнюю кору и пластичную нижнюю.

4. Краевой магистральный сброс Онежско-Кандалакшского палеорифта, выделенный по материалам профиля ГСЗ [2] как геофизический раздел, погружающийся под Кольский геоблок на северо-восток, выполаживается к внутрикоровому разделу между хрупкой верхней и пластичной нижней корой, игравшему роль детачмента, по которому мог происходить срыв и растяжение земной коры по модели “простого сдвига”.

5. Геофизическими методами установлено существование асимметрично расположенного по отношению к Онежско-Кандалакшскому рифту мантийного выступа и сокращение мощности земной коры рифтовой системы Белого моря [5, 23].

6. Со стороны Баренцева моря вдоль Кольского полуострова от п-ова Рыбачьего прослеживается на юго-восток в континентальную часть платформы вдоль хребта Канин Камень и далее вдоль Предтиманского прогиба зона крупных положительных магнитных (до 400–500 нТл) и гравитационных (до 45–55 мГал) аномалий, практически совмещенных одна с другой. Гравимагнитной аномальной зоне соответствует скоростная сейсмическая аномалия, интерпретируемая как грабен с амплитудой до 10 км, выполненный осадочными отложениями рифея, в то время как под ним отмечается выступ более скоростных ($V = 7.0$ км/с), т.е. более плотных пород [14, 31].

7. Все рифтогенные грабены выполнены преимущественно терригенными морскими осадками, иногда на востоке содержащими прослой кар-

бонатов (за исключением Онежского грабена, где присутствуют и вулканогенные образования), среднего и верхнего рифея. Корреляция синрифтовых образований в пределах рифтовой системы Белого моря позволяет наметить некоторую тенденцию к омоложению возраста формирования палеорифтовых зон от внутренних частей кратона (Онежско-Кандалакшская зона) к его окраине (Баренцевоморская зона).

8. В пределах Мезенской синеклизы и восточной части акватории Белого моря размытую поверхность рифея и эродированную поверхность выступов фундамента трансгрессивно с видимым несогласием перекрывают терригенные образования верхнего венда и местами нижнего кембрия.

Все выше приведенные данные свидетельствуют о том, что литосфера северо-восточного (в современных румбах) сегмента древней континентальной плиты Балтики в среднерифейское время находилась в геодинамических условиях горизонтального растяжения, следствием которого явилось заложение системы листрических разломов, субпараллельных краю плиты, к которым приурочены линейные грабены и полуграбены. Сопоставление тектоники северо-восточного сегмента Восточно-Европейского кратона со строением современных окраин континентов в Атлантическом океане и Тасмановом море (юго-восточное побережье Австралии) выявляет определенное сходство, что позволяет идентифицировать условия формирования рифтовой системы Белого моря в среднем–позднем рифее с геодинамическими условиями недавнего геологического прошлого [8, 9, 43]. В то же время современная пассивная окраина на границе с Северным Ледовитым океаном, являющаяся непосредственным наследником палеоокраины Восточно-Европейского кратона, и обширные шельфовые зоны Евразийского континента, фундамент которых образован тектоническими террейнами различных возрастов, имеют иное строение. Здесь приразломные отрицательные структуры чехла наследуют сутуры или коллизионные швы в основании, многие крупнейшие прогибы (как, например, Восточно-Баренцевский трог) направлены перпендикулярно к континентальному склону и не имеют связей с современными зонами спрединга в пределах океанических бассейнов [9].

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПАССИВНОЙ ОКРАИНЫ БАЛТИКИ В РИФЕЙСКО-ВЕНДСКОЕ ВРЕМЯ

Рифейская эпоха на Восточно-Европейской платформе отмечена масштабным развитием процессов континентального рифтогенеза и связанными с ним проявлениями внутриплитного магматизма. Можно выделить по крайней мере три периода рифтогенеза: в раннем рифее (Абдулинский, Оренбургский, Пачелмский и Овруч-Днепровско-Донецкий палеорифты), в среднем рифее (палеорифтовая система Белого моря и

ряд более мелких грабенов к западу от нее, а также, вероятно, Балтийско-Ботническая палеорифтовая система) и в позднем рифее (Среднерусская система палеорифтов, Московский палеорифт) [4]. Как видно, в каждом из этих периодов рифтогенез возникал на разных участках платформы, а не охватывал всю ее территорию одновременно. По всей видимости, и причины, его вызывающие, были в каждом случае не одинаковые, но при этом, в конечном счете, все сводилось к возникновению на различных участках континентальной плиты геодинамических режимов трансенсии и/или транспрессии. Существует несколько точек зрения на причины, приводящие к смене геодинамических режимов и внутриплитному тектогенезу на Восточно-Европейской платформе в позднем докембрии. В одном случае привлекается модель асимметричных незамкнутых конвективных ячеек с продольным субгоризонтальным течением материала и многоярусной конвекции [24]. Литосферные плиты при латеральном перемещении последовательно попадали то в условия сдвига с растяжением (над ячейкой), то в условия сдвига со сжатием (между ячейками). В процессе рифтинга происходил отток вещества из-под рифтов и синеклиз в область антеклиз и щитов. Другая модель рифтогенеза рассматривает влияние ротационного фактора при вращении древней континентальной плиты Восточно-Европейского кратона (Балтика) по или против часовой стрелки при изменении направления ее дрейфа, вызывавшего в различных ее сегментах режимы сжатия и растяжения литосферы [4, 5, 20] и, как следствие этого, вращение отдельных блоков фундамента плиты и заложение Беломорской рифтовой системы [20]. Еще один механизм континентального рифтогенеза в центральной части платформы описан в работах [29, 39], где главной причиной формирования Среднерусского авлакогена в позднем рифее считается распад в условиях трансенсии выраженного в рельефе корового кряжа с утолщенной, но реологически расслоенной корой, возникшего в результате коллизии геоблоков цоколя платформы 1.8–1.75 млрд. лет назад. Возможно, каждая из упомянутых гипотез может дать объяснение зарождению и формированию той или иной рифтогенной структуры на определенном этапе истории Восточно-Европейской платформы, но ни одну из них нельзя считать универсальной. Приведенный выше материал по строению северо-восточного сегмента платформы, а также опубликованные в последние годы палеогеодинамические реконструкции для рифейской эпохи позволили представить несколько иную модель заложения и формирования палеорифтовой системы этого участка платформы.

Несмотря на то, что среднепротерозойский (ранне- и среднерифейский) этап развития земной коры остается недостаточно освещенным [36], имеется версия, что существовавший в это время суперконтинент Палеопангея начал распадаться

в среднем рифее. Континентальная плита Восточно-Европейского кратона (Балтика), согласно палеогеодинамическим реконструкциям [44], начала откалываться от Палеопангеи примерно 1240 млн. лет назад (рис. 5). В это время Балтика с Лаврентией, входившие в состав суперконтинента, располагались в пределах экваториального “горячего пояса” Земли ($\pm 35^\circ$), в котором концентрировалась основная масса мантийных плюмов планеты [17]. По всей видимости, это обстоятельство явилось наиболее вероятной причиной возбуждения процессов континентального рифтинга между Лаврентией и Балтикой вдоль северной и северо-восточной (в современных румбах) границ последней, приведших в конечном счете к раскрытию океана между ними. Раскрытие, скорее всего, происходило в процессе асимметричного рифтинга, т.е. последовательного продвижения (пропагации) рифта от края в глубь континента при относительном вращении континентальных плит в противоположные стороны: Лаврентии по часовой стрелке, а Балтики против часовой стрелки (см. рис. 5). Предполагается, что крупная по площади горячая область с утоненной литосферой над мантийным плюмом или восходящим потоком конвективной ячейки (вероятно, соответствующая понятию “Highly extended terranes” – области экстремального растяжения) формировалась по механизму активного рифтогенеза, тогда как конкретные рифты и рифтовые зоны образовывались в соответствии с моделью пассивного рифтинга, о чем свидетельствуют характерные черты их строения.

В результате на краю Балтики в условиях горизонтального растяжения коры начал формироваться периконтинентальный осадочный бассейн пассивной окраины [29], представлявший собой систему субпараллельных рифтовых зон, вытянутых вдоль края плиты и слегка раскрывавшихся веером в сторону расхождения плит. Судя по возрасту образований, выполняющих грабены Кандалакшко-Двинского рифта, именно он возникает первым в этой системе с проявлением в его центральной части (Онежский грабен) рифтогенного магматизма с возрастом 1300 млн. лет. Затем процессы рифтогенеза постепенно сдвигались ближе к краю плиты и началось заложение Керещко-Лешуконского и Баренцевоморского палеорифтов, где возраст выполняющих их толщ датируется соответственно 1190–1080 млн. лет и, вероятно, концом среднего–началом позднего рифея (толща, залегающая под кильдинской серией) (см. рис. 4). Таким образом, можно говорить о развитии здесь на окраине континентальной плиты Восточно-Европейского кратона в среднем рифее процессов диффузного спрединга, в результате которых формируется краевой бассейн. Акцент наиболее полного раскрытия до океанической стадии сместился к Баренцевоморской рифтовой зоне, которая, в конечном счете,

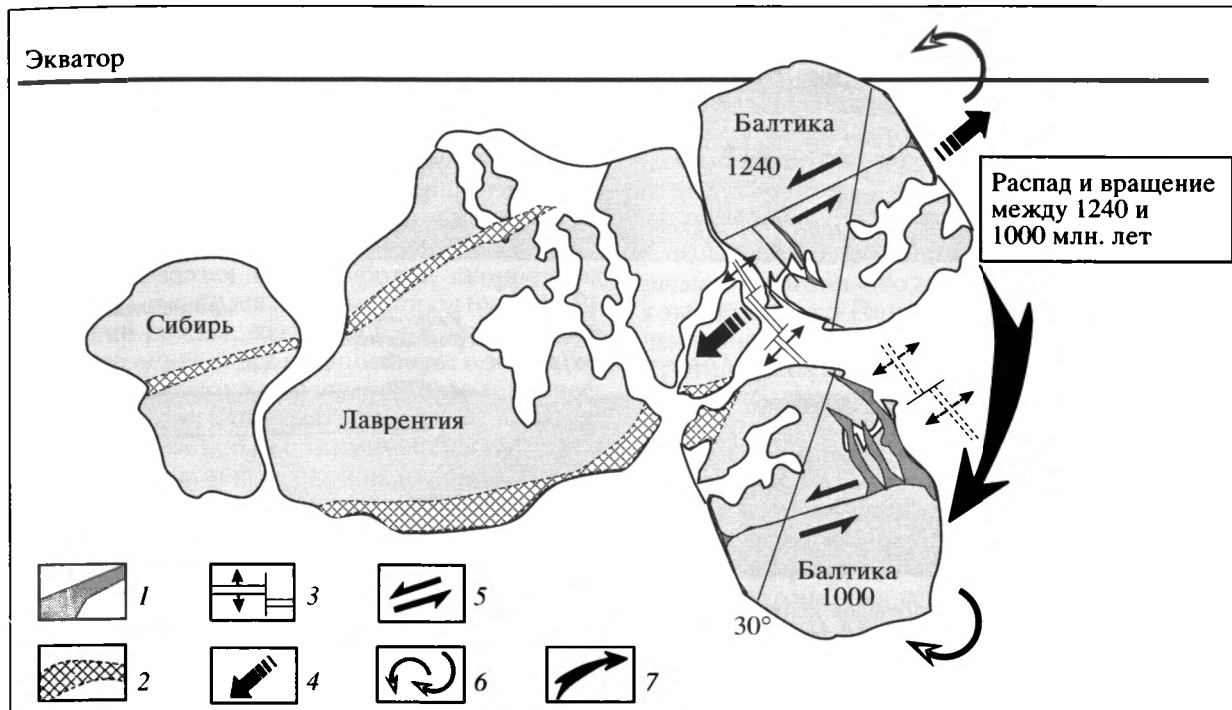


Рис. 5. Реконструкция перемещений континентальной плиты Балтики относительно Лаврентии в период от распада суперконтинента Палеопангеи (1300–1240 млн. лет) до аккреции нового суперконтинента Родинии (1050–1000 млн. лет), по [44] с дополнениями

1 – рифтовая система Белого моря; 2 – мезопротерозойские орогенные/подвижные пояса; 3 – оси спрединга (сплошные – в среднем рифее, пунктирные – в позднем рифее); 4 – векторы горизонтального растяжения литосферы при распаде Палеопангеи; 5 – векторы напряжений левосдвигового смещения вдоль трансконтинентальной зоны; 6 – направления вращения Балтики против и по часовой стрелке; 7 – направление перемещения Балтики относительно Лаврентии в период 1240–1000 млн. лет назад

принимает положение “висячего” рифта на краю отколовшейся плиты.

Диффузный спрединг [8] – это процесс растяжения, проявляющийся на обширной площади при отсутствии центральной рифтовой долины. Во время диффузного спрединга возникает несколько небольших линейных впадин, разделенных блоками коры континентального типа, которые отделяются от окраины континентальной плиты при развитии листрических разломов. Один из механизмов процесса диффузного спрединга предполагает, что в период растяжения и утонения континентальной коры в разобщенных впадинах образования океанской коры не происходит, и лишь в одной из этих впадин, наиболее глубокой и находящейся в зоне наивысшего теплового потока, активные процессы приводят к полному разрыву слоя континентальной коры.

Такой механизм формирования рифейской пассивной окраины континентальной плиты Восточно-Европейского кратона мог быть реализован в одной из моделей, рассмотренной Г.С. Листером с соавторами [43] для крупных растяжений литосферы после стадии раннего спрединга океанического дна, происходящих со срывом хрупкой верхней коры по детачменту, отделяющему последнюю от пластичной нижней коры (рис. 6).

Согласно этой модели предполагается, что начальная стадия образования пассивной окраины является результатом воздействия напряжений горизонтального растяжения на континентальную кору над мантийным плюмом в период начала распада Палеопангеи. Растекание горячего мантийного вещества плюма передавало напряжения растяжения пластичной нижней коре, которая, растягиваясь, деформировалась без разрыва сплошности, т.е. испытывала пластичное растяжение. При этом горизонтальное растяжение в верхнюю кору передавалось путем срыва хрупкой коры вдоль внутрикорового раздела (детачмента) с образованием полуграбена по листрическому сбросу (грабены Онежско-Кандалакшского рифта). Однако эта хрупкая деформация растяжения происходила не прямо над зоной пластичного растяжения нижней коры, а на некотором латеральном удалении от нее, где детачмент, изгибаясь к поверхности, переходит в зону листрического сброса.

И лишь затем, на следующей стадии развития, рифтовый участок в верхней коре расширился, образуя систему субпараллельных трогов, разделенных наклонными блоками верхней коры, ориентированных по нормали относительно вектора растяжения. Расширяясь, система трогов посте-

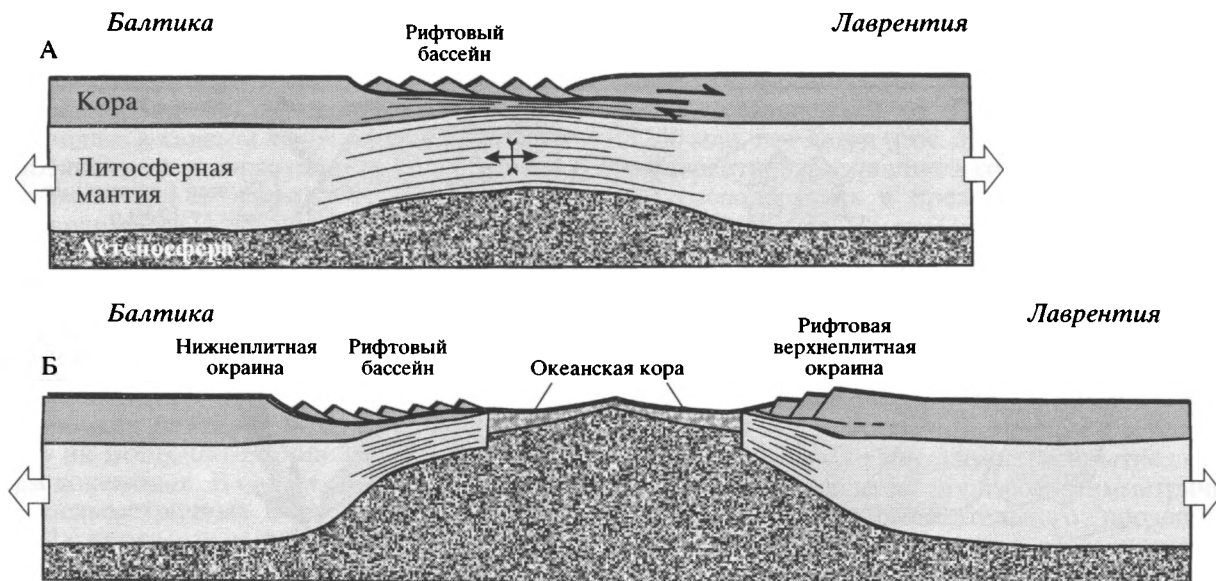


Рис. 6. Модель формирования пассивной континентальной окраины при крупных растяжениях литосферы (по [43]) применительно к распаду Балтики и Лаврентии в среднем рифее. А – начальная стадия растяжения литосферы с образованием внутрикоровой поверхности срыва (детачмента) плюс чисто сдвиговое пластичное растяжение нижней коры под срывом (1300–1240 млн. лет); Б – формирование пассивных окраин континентов после стадии раннего спрединга океанского дна с образованием периконтинентального рифтового бассейна (после 1240 млн. лет)

ленно “надвинулась” на нижележащую зону пластичных деформаций (или область сильно растянутой и потому утоненной и прогретой нижней коры). Такое растяжение края литосферной плиты и адекватный подъем мантии во время растяжения могли привести к декомпрессионному плавлению и внедрению тяжелых мантийных расплавов в зону срыва, где сформировалась магматическая камера, фиксирующаяся в настоящее время интенсивным Мезенским гравитационным максимумом (см. рис. 3). Формируется синрифтовый осадочный бассейн с неглубокими рифтовыми депрессиями. И завершился этот процесс фазой интенсивного прогибания с образованием континентального склона и “висячим” над ним рифтом, который затем мог быть частично перекрыт осадочным клином, как это произошло с Баренцевоморским рифтом (см. рис. 2). Таким образом, в связи с распадом Палеопангеи и зарождением спрединга между Лаврентией и Балтикой в период с 1300 (а, может быть, и ранее) по 1240 млн. лет назад на северной и северо-восточной (в современных румбах) окраинах Балтики формировался периконтинентальный осадочный бассейн, который продолжал существовать и в позднем рифее.

Согласно палеомагнитным реконструкциям [44], в период с 1240 по 1000 млн. лет назад отколовшаяся континентальная плита Балтика дрейфовала к югу от палеоэкватора, разворачиваясь при этом по часовой стрелке примерно на 160° так, что ее присоединение к позднерифейскому суперконтиненту Родинии в конце этого периода произошло уже другой стороной, т.е. со стороны Скандинавского полуострова (см. рис. 5). Не ис-

ключено, что в результате такой интенсивной ротации плиты могли создаваться дополнительные напряжения горизонтального растяжения в ее северо-восточном сегменте. После аккреции Балтики с Родинией описываемый краевой бассейн оставался открытым в сторону океана и получил новый импульс для эволюции, благодаря которому рифтовые впадины продолжали углубляться и в них откладывались терригенные отложения верхнего рифея, которые местами “выплескивались” на борта рифтов.

Наличие зоны гравимагнитных аномалий, протягивающейся вдоль Баренцевоморского побережья и далее на юго-восток вдоль Предтиманского прогиба, является еще одним немаловажным обстоятельством, которое может служить косвенным подтверждением существования северо-восточной пассивной континентальной окраины Восточно-Европейского кратона в позднем докембрии. Скорее всего, эта зона гравимагнитных аномалий отвечает крупным магматическим телам, внедрившимся в кору по разломам на начальной стадии разделения Балтики и Лаврентии. Сходные зоны аномалий зафиксированы вдоль западного и восточного побережий Атлантического океана [9, 43]. Согласно сейсмическим данным, такая аномальная зона отражает линзу максимальной мощностью до 20 км, получившую названия “рефлекторы, падающие в сторону океана”, или SDR, и “начальная океаническая кора” [9]. Предполагается, что линза “начальной океанической коры” представляет собой чередование тектонических пластин континентального материала с ультрабазитами, которые интенсивно

серпентинизированы на изгибе под подножием континентального склона в зоне перехода к типичной океанической коре. Сейсмические разрезы зоны сочленения Балтийского щита и Баренцево-морской плиты показывают [14, 31, 33], что и здесь аномальной зоне соответствует скоростная сейсмическая аномалия, интерпретируемая как грабен с амплитудой до 10 км, выполненный осадочными отложениями рифея, в то время как под ним отмечается выступ более скоростных ($V_r = 7.0$ км/с), т.е. более плотных пород (см. рис. 2). Термический режим, создавшийся в земной коре в результате апвеллинга астеносферы в зоне континентального склона в среднем рифее и процессов андерплейтинга на ранней стадии эволюции, был, вероятно, сходным с термическим режимом современных пассивных окраин атлантического типа [37, 43] и мог способствовать генерации и накоплению углеводородов в пределах рифтовых депрессий. Таким образом, вышеописанная зона гравимагнитных аномалий фактически отражает дивергентную границу древней континентальной плиты Балтики, которая была завуалирована последующими тектоническими процессами, речь о которых пойдет ниже.

В позднем рифее начали формироваться рифтовые структуры Среднерусского авлакогена, развитие которых связано с эволюцией крупной сдвиговой системы северо-восточного простирания, возникшей в это время на территории Русской плиты [35, 39]. Среднерусская система палеорифтов приурочена к зонам сочленения крупных сегментов (террейнов, сиалических ядер) раннепротерозойского фундамента Восточно-Европейского кратона: Фенноскандии, Сарматии и Волго-Уралии, образовавших единую литосферную плиту в раннем протерозое. Зарождение и развитие Среднерусской палеорифтовой системы было предопределено событиями, происходившими на северо-восточной пассивной окраине континента в среднем-позднем рифее. Наиболее вероятной причиной заложения Среднерусской системы палеорифтов является, по нашему мнению, возникновение в позднем рифее режима трансформации вдоль подвижной зоны древнего фундамента в результате горизонтального растяжения, которое начала испытывать земная кора северо-восточной части Фенноскандинавского сегмента при заложении и эволюции рифтовой системы Белого моря, т.е. фактически при формировании пассивной окраины континента. Вектор тектонических напряжений был направлен вдоль трансформационной зоны, которая в данном случае играла роль трансформы, и имел левосдвиговый характер (см. рис. 1). Указанная причина не исключает и других, приведенных в работах [29, 39], где главной причиной формирования авлакогена в позднем рифее считается распад выраженного в рельефе корового кряжа с утолщенной, но реологически расслоенной корой, возникшего в результате коллизии геоблоков цоколя платформы 1.8–

17.5 млрд. лет назад. Однако огромный интервал времени – около 700 млн. лет – между этими событиями вызывает некоторые сомнения в их сопряженности. Особенности сочленения двух крупнейших взаимно перпендикулярных и разновозрастных палеорифтовых систем Восточно-Европейской платформы в районе Котласского грабена при этом остаются еще не до конца ясным.

Согласно палеомагнитным реконструкциям [45], распад Родинии около 750 млн. лет назад и раскрытие прото-Пацифики вызвали совместное движение Лаврентии–Балтики в южные широты с ротацией их по часовой стрелке. При их совместном приближении к южному полюсу Балтика и северо-восточная Лаврентия подверглись грандиозному лапландскому оледенению во время века Варангер-Айс (650–635 млн. лет), охватившему большую часть территории Балтики. Причинами этого послужили нахождение материка в приполярных широтах и, видимо, воздымание поверхности кратона. Вся северная половина Восточно-Европейского кратона, включая северо-восточную пассивную окраину континента, была в раннем венде покрыта мощным (до 2.5 км) ледяным панцирем в течение почти 10 млн. лет [42]. В результате поверхность кратона опустилась ниже уровня моря, и после таяния ледника на его месте и примерно в тех же границах образовался шельфовый Московско-Мезенский пострифтовый бассейн с покровом осадочных пород в нем, перекрывшим плащеобразно образования кристаллического фундамента и рифея в пределах рифтогенных трогов [41]. В течение периода с 625 до 580 млн. лет Балтика и Лаврентия двигались уже раздельно, в результате чего произошло раскрытие океана Япетус, но оба континента оставались в высоких южных широтах в продолжении большей части венда [45].

Как уже отмечалось выше, проявления в позднем венде платформенного магматизма, преимущественно приуроченные к структурам рифтовой системы Белого моря, свидетельствуют о некоторой магматической реактивации последних в то время. Это, по всей видимости, предшествовало (или совпало с началом) коллизионным событиям, произошедшим вдоль северной и северо-восточной (в современных румбах) окраин Восточно-Европейского кратона в результате приращения к ней в позднем венде–раннем кембрии Тимано-Печорского террейна или, по новым данным [10], композитного континента Арктиды, включавшего в себя, наряду с Тимано-Печорским террейном, Свальбардскую (Баренцево-морскую) плиту и другие более мелкие террейны. Конвергентный шов, представляющий собой фронтальный надвиг тиманских байкалид, прослеживается вдоль юго-западного склона Тиманского кряжа, продолжается на п-ов Канин и обнажается на перемычке между полуостровами Средним и Рыбачьим и на п-ове Варангер. С начальной стадией

этих событий в усть-пинежское время (600–580 млн. лет), когда началась коллизия платформы с островными дугами – источниками эксплозивного вулканизма, связаны поступления эоловым путем вулканокластического материала на плитную часть Восточно-Европейской платформы и формирование единого вулканокласто-осадочного горизонта в Московской синеклизе и Верхнекамской впадине [1]. К началу палеозоя горизонтальное растяжение северо-восточного сегмента платформы в результате коллизии сменилось сжатием, вся эта территория испытала воздымание и в течение последующих 150–160 млн. лет являлась областью денудации вплоть до среднего девона, когда вследствие изменения эвстатического уровня мирового океана во внутренние части платформы начали проникать мелководные шельфовые моря [15]. Таким образом, между завершением накопления синеклизного и началом отложений плитного комплексов в этой части платформы фиксируется значительный перерыв в осадконакоплении.

К началу палеозоя океан, разделявший Балтику и Арктиду, закрылся, северо-восточная пассивная окраина на время превратилась в активную и в результате коллизионных процессов была перекрыта надвиговыми структурами Тимано-Варангерских байкалитид, превратившись во внутриплатформенную структуру. С середины девона юго-восточная часть этой структуры стала прогибаться, началось накопление континентально-морских осадков и наступил плитный этап ее развития.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Субпараллельные палеорифтовые зоны северо-западного простираения (Онежско-Кандалакшская, Керещко-Лешуконская и Баренцевоморская), расположенные в северо-восточном сегменте Восточно-Европейской платформы, рассматриваются как единый структурно-парагенетический ансамбль, сформировавшийся в условиях горизонтального растяжения края континентальной плиты в среднем–позднем рифее. Поэтому представляется целесообразным все вышеперечисленные палеорифтовые структуры объединить в единую рифтовую систему Белого моря в отличие от ранее принятого разделения их на две и более системы.

2. Согласно данным палеомагнитных реконструкций [44], рифтовая система Белого моря заложилась во время распада древнего суперконтинента Палеопангеи при раздвиге, возникшем между континентальными плитами Балтикой и Лаврентией под воздействием, вероятнее всего, растекания мантийных масс конвективной ячейки (мантийного плюма) в пределах экваториального горячего пояса Земли. Рифтинг при этом

имел диффузный характер с последовательным возникновением субпараллельных рифтовых зон. В результате на краю Балтики сформировался периконтинентальный осадочный бассейн пассивной окраины, представлявший собой систему субпараллельных рифтовых зон.

3. Известные геолого-геофизические данные свидетельствуют в пользу того, что механизм формирования пассивной окраины континентальной плиты Восточно-Европейского кратона в рифее был реализован согласно одной из моделей крупных растяжений литосферы после стадии раннего спрединга океанического дна, происходивших со срывом хрупкой коры по детачменту, отделявшему последнюю от пластичной нижней коры. Геодинамический режим рифейской пассивной окраины кратона был, вероятно, сходным с режимом формирования современных пассивных окраин атлантического типа.

4. Рифтовая система Белого моря и Среднерусская палеорифтовая система имеют не только различное происхождение, но и разное время заложения. Наиболее вероятной причиной заложения Среднерусской системы палеорифтов явилось возникновение в позднем рифее режима трансенсии вдоль подвижной зоны древнего фундамента при горизонтальном растяжении, которое началось испытывать литосфера северо-восточной части Фенноскандинавского сегмента в среднерифейское время в результате развития рифтовой системы Белого моря, т.е. фактически при формировании пассивной окраины континента Балтика.

Автор выражает глубокую благодарность доктору геол.-мин. наук Е.Н. Терехову за конструктивное обсуждение материала данной статьи, а также признателен рецензентам статьи докторам геол.-мин. наук М.Г. Леонову и Ю.А. Воложу за весьма полезные советы и замечания, которые позволили улучшить содержание статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аксенов Е.М.* История геологического развития Восточно-Европейской платформы в позднем протерозое: Дис. ... д-ра геол.-мин. наук в виде науч. доклада. СПб.: ИГГД, 1998. 106 с.
2. *Андреев С.И., Миллер Ю.В.* Продольный сейсмический профиль Беломорского подвижного пояса // Отечественная геология. 1999. № 2. С. 46–50.
3. *Балуев А.С.* Северная пассивная окраина Восточно-Европейского кратона в рифее и проблема ее нефтегазоносности // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых: Мат-лы XXXVIII Тектон. совещ. Том 1. М.: ГЕОС, 2005. С. 26–29.

4. *Балуев А.С., Моралев В.М.* Структурный контроль и геодинамические условия внутриплитного магматизма на Восточно-Европейской платформе // *Известия вузов. Геология и разведка.* 2001. № 1. С. 13–30.
5. *Балуев А.С., Моралев В.М., Глуховский М.З., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н.* Тектоническая эволюция и магматизм Беломорской рифтовой системы // *Геотектоника.* 2000. № 5. С. 30–43.
6. *Балуев А.С., Моралев В.М., Пржиялговский Е.С., Терехов Е.Н., Сукач В.С.* О вероятном эндогенном происхождении конгломератоподобных пород юго-восточного побережья Белого моря // *Литология и полезные ископаемые.* 2003. № 4. С. 412–424.
7. *Беляцкий Б.В., Никитина Л.П., Савва Е.В., Левский Л.К.* Изотопные характеристики лампроитовых даек восточной части Балтийского щита // *Геохимия.* 1997. № 6. С. 658–662.
8. *Богданов Н.А.* О тектонической эволюции окраинных морей // *Проблемы глобальной геодинамики: Мат-лы теорет. семинара ОГГГН РАН, 1998–1999 гг.* / Под ред. Д.В. Рундквиста. М.: ГЕОС, 2000. С. 159–169.
9. *Богданов Н.А.* Континентальные окраины: общие вопросы строения и тектонической эволюции // *Фундаментальные проблемы общей тектоники.* М.: Научный мир, 2001. С. 231–249.
10. *Борисова Т.П., Герцева М.В., Егоров А.Ю., Кононов М.В., Кузнецов Н.Б.* Докембрийский континент Арктида – новые кинематические реконструкции позднедокембрийско-раннепалеозойской коллизии Арктиды и Европы (Балтии) // *Тектоника и геодинамика континентальной литосферы: Мат-лы XXXVI Тектон. совещ. Т. 1.* М.: ГЕОС, 2003. С. 68–71.
11. *Булин Н.К., Богданов Ю.Б., Супруненко Э.И.* Глубинное строение и элементы палеотектоники Кольско-Мезенского геоблока в полосе геотранверса Мурманск–Кызыл // *Глубинное строение и геодинамика кристаллических щитов Европейской части СССР.* Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1992. С. 59–71.
12. *Валеев Р.Н.* Авлакогены Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1978. 152 с.
13. *Вейс А.Ф., Федоров Д.Л., Кузьменко Ю.Т., Воробьева Н.Г., Голубкова Е.Ю.* Микрофоссилии в биостратиграфии рифея Севера Восточно-Европейской платформы (Мезенская синеклиза // *Стратиграфия. Геологическая корреляция.* 2004. Т. 12. № 6. С. 16–35.
14. *Верба М.Л., Иванова Н.М., Кацев В.А., Рослов Ю.В., Сакулина Т.С., Телегин А.Н.* Результаты сейсмических исследований по опорным профилям АР-1 и АР-2 в Баренцевом и Карском морях // *Разведка и охрана недр.* 2001. № 10. С. 3–7.
15. *Гаврилов В.П., Дворецкий П.И., Дунаев В.Ф., Пономарев В.А., Руднев А.Н.* Геология и нефтегазоносность Московской и Мезенской синеклиз. М.: ОАО Изд-во “Недра”, 2000. 144 с.
16. Гипсометрическая карта поверхности кристаллического фундамента центральной и северной частей Восточно-Европейской платформы. Масштаб 1 : 2500000 / Отв. ред. В.П. Орлов, Д.Л. Федоров. С.-Пб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2001.
17. *Глуховский М.З., Моралев В.М., Кузьмин М.И.* Горный пояс ранней Земли и его эволюция // *Геотектоника.* 1994. № 6. С. 3–15.
18. *Добрынина М.И.* Рифтогенез в геологической истории докембрия северной части Русской плиты // *Глубинное строение и геодинамика кристаллических щитов европейской части СССР.* Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1992. С. 71–78.
19. *Иваников В.В., Рухлов А.С.* Дайковые серии Кандакшского грабена: петрографическая номенклатура и генетическая систематика // *Вестник СПбГУ. Сер. 7.* 1996. Вып. 2 (№ 14). С. 128–137.
20. *Колодяжный С.Ю.* К вопросу о генезисе рифейских рифтогенных структур Восточно-Европейской платформы // *Докл. АН.* 2003. Т. 389. № 6. С. 781–785.
21. *Коноплева Н.Г.* Основные вопросы стратиграфии верхнего докембрия Балтийского щита и прилегающих территорий // *Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд).* Л.: Наука, 1979. С. 125–129.
22. *Константиновский А.А.* Рифейский Онежско-Кандакшский грабен Восточно-Европейской платформы // *Геотектоника.* 1977. № 3. С. 38–45.
23. *Костюченко С.Л., Романюк Т.В.* О природе Мезенского гравитационного максимума // *Физика Земли.* 1997. № 12. С. 3–22.
24. *Леонов М.Г.* Тектоника континентального фундамента и вертикальная аккреция консолидированной земной коры // *Фундаментальные проблемы общей тектоники.* М.: Научный мир, 2001. С. 91–154.
25. *Любцов В.В., Предовский А.А.* К стратиграфии верхнепротерозойских отложений Кольского побережья (Баренцевоморский регион) // *Стратиграфия. Геологическая корреляция.* 1998. Т. 6. № 3. С. 17–28.
26. *Митрофанов Ф.П., Предовский А.А., Любцов В.В., Чикирев И.В.* Структурная зональность прибрежной области Кольского полуострова в связи с перспективами ее нефтегазоносности // *Геология и геофизика.* 2004. Т. 45. № 1. С. 151–160.
27. Объяснительная записка к Тектонической карте Баренцева моря и северной части Европейской России м-ба 1 : 2500000 / Отв. ред. Н.А. Богданов, В.Е. Хаин. М.: Изд-во Института литосферы РАН, 1996. 94 с.
28. *Оловянишников В.Г.* Верхний докембрий Тимана и полуострова Канин. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 164 с.
29. *Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция* / Под ред. Ю.Г. Леонова, Ю.А. Воложа. М.: Научный мир, 2004. 526 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 543).
30. *Полканов А.А.* Гиперборейские формации полуострова Рыбачий и острова Кильдин // *Проблемы советской геологии.* 1934. Т. 11. № 6. С. 201–221.

31. *Поселов В.А., Павленкин А.Д., Дараган-Сущева Л.А., Буценко В.Е.* Глубинное строение зоны сочленения Балтийского щита и Баренцевской плиты // *Геофизика*. 1995. № 2. С. 55–61.
32. *Светов А.П., Свириденко Л.П.* Рифейский вулканоплутонизм Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 1995. 211 с.
33. Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Баренц регион / Коллектив авт. Под ред. Ф.П. Митрофанова, Н.В. Шарова. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1998. Ч. I. 237 с.
34. *Симонов А.П., Губерман Д.М., Яковлев Ю.Н. и др.* Полуостров Рыбачий (Баренцево море): новые данные о тектонике и перспективах нефтегазоносности рифейских отложений прибрежной зоны Кольского полуострова // *Докл. АН*. 2002. Т. 384. № 6. С. 795–801.
35. *Степкин Е.С.* Последовательность образования некоторых структурных элементов верхнедокембрийской зоны Тиман–Варангер // *Геологическое строение и развитие структурных зон докембрия Кольского полуострова*. Апатиты: Кольский филиал АН СССР, 1980. С. 90–99.
36. *Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 606 с.
37. *Хаин В.Е., Левин Л.Э.* Геодинамические типы глобальных поясов нефтегазоносности и их особенности // *Геология и геофизика*. 2001. Т. 42. № 11, 12. С. 1724–1738.
38. *Хераскова Т.Н., Волож Ю.А., Воронцов А.К., Певзнер Л.А., Сычкин Н.И.* Условия осадконакопления в рифее и раннем венде в центральной части Восточно-Европейской платформы // *Литоология и полезные ископаемые*. 2002. № 1. С. 77–92.
39. *Чамов Н.П., Костылева В.В., Вейс А.Ф., Горбачев В.И.* Позднерифейское осадконакопление в Среднерусском авлакогене // *Литоология и полезные ископаемые*. 2003. № 5. С. 539–550.
40. *Шукин В.С., Саблуков С.М., Саблукова Л.И., Белоусова Е.А., Гриффин В.Л.* Поздневендский азральный щелочной вулканизм рифтогенного типа в Зимнебережном кимберлитовом районе (Архангельская алмазоносная провинция) // *Глубинный магматизм, магматические источники и проблемы плюмов*. Иркутск, Владивосток: Изд-во ИргТУ, 2002. С. 151–165 (Тр. II Международного семинара).
41. *Якобсон К.Э.* Парадоксы венда // *Природа*. 1993. № 12. С. 26–32.
42. *Hoffman P., Schrag D.* The Snowball // *Earth. New Scientist*. 1999. Vol. 117. P. 1–5.
43. *Lister G.S., Etheridge M.A., Symonds P.A.* Detachment models for the formation of passive continental margins // *Tectonics*. 1991. Vol. 10. № 5. P. 1038–1064.
44. *Piper J.D.A.* The Neoproterozoic supercontinent. Rodinia or Palaeopangaea? // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2000. Vol. 176. P. 131–146.
45. *Torsvik T.H., Lohman K.C., Sturt B.A.* Vendian glaciations and their relation to the dispersal of Rodinia: Paleomagnetic constraints // *Geology*. 1995. Vol. 23. № 8. P. 727–730.

Рецензенты: Ю.А. Волож, М.Г. Леонов

Geodynamics of the Riphean Stage in the Evolution of the Northern Passive Margin of the East European Craton

A. S. Baluev

*Geological Institute (GIN), Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, 119017 Moscow
e-mail: baluev@ilran.ru*

Abstract—The nearly parallel northwest-trending Onega–Kandalaksha, Kerets–Leshukonsky, and Barents paleorift zones located in the northeastern part of the East European Platform are interpreted as a common structural assemblage that was formed in the Middle–Late Riphean as a result of horizontal extension of the continental margin. Therefore, it is reasonable to combine these paleorift structural features into the common White Sea Rift System instead of subdividing them into two or more systems as done previously. The White Sea Rift System originated owing to the breakup of the ancient Paleopangaea supercontinent 1300–1240 Ma ago. The latter event occurred as a result of the divergence of the Baltica and Laurentia continental plates that most probably was caused by mantle spreading within the hot equatorial belt of the Earth. The diffuse rifting of that time occurred in the form of near-parallel rifts developing progressively from the inner part of the continental plate toward its margin. A pericratonic sedimentary basin eventually formed at the passive margin of Baltica as a system of roughly parallel rift zones. The geologic and geophysical data show that the passive margin of the East European Platform formed in the Riphean, a phenomenon that corresponds with a model of large-scale extension of the lithosphere after the stage of early ocean-floor spreading. In the course of this process, the brittle upper crust was detached from the ductile lower crust. The geodynamic regime of the Riphean passive margin of the East European Platform probably was similar to the regime of the present-day Atlantic-type passive margins. The White Sea Rift System differs from the transverse Mid-Russian Paleorift System both in origin and age. The Mid-Russian Paleorift System is considered to have formed in the Late Riphean as a result of transtension along a mobile zone in the ancient basement. The lithosphere of northeastern Fennoscandia has experienced horizontal extension since the Middle Riphean, a phenomenon that is closely related to the evolution of the White Sea Rift System, i.e., to the formation of the passive margin of the Baltica continent.

УДК 551.242(268.3)

БЫСТРОЕ ПОГРУЖЕНИЕ БАРЕНЦЕВСКОГО ШЕЛЬФА ЗА ПОСЛЕДНИЕ 15–16 ТЫСЯЧ ЛЕТ

© 2006 г. Р. Б. Крапивнер

Гидрогеологическая и геоэкологическая компания ЗАО "ГИДЭК" 105203, Москва, 15 Парковая, 10а

Поступила в редакцию 11.04.2005 г.

По результатам изучения верхней (100–150 м) части геологического разреза, включавшим морское бурение и непрерывное сейсмоакустическое профилирование, установлено, что новейшие отложения Баренцевского шельфа подразделяются на ряд седиментационных комплексов. Самый верхний из них на основной площади шельфа представлен глинистыми и алеврито-глинистыми илами, находящимися на начальной стадии консолидации и благодаря этому легко распознаваемыми на сейсмозаписях. Подошва покрова слабо консолидированных осадков является границей длительного субаэрального седиментационного перерыва, в период которого практически вся площадь нынешнего шельфа дренировалась реками. С помощью радиоуглеродного датирования распределенных в вертикальных разрезах слабо консолидированных осадков раковин фораминифер, моллюсков и пр. определены время начала последней трансгрессии моря и показано, что она имеет не гляцио-эвстатическое, а тектоническое происхождение. Общее погружение происходило с неравномерными по площади амплитудой и скоростью, которые в целом возрастали от современных мелководных площадей к глубоководным. В пределах последних средние скорости погружения составили 1.4–3.0 см/год, на 1–2 десятичных порядка превышая скорости седиментации, благодаря чему на глубоководных площадях шельфа сохранились черты субаэрального рельефа, предшествовавшего последней морской трансгрессии. Обосновывается вывод о том, что вызвавшее ее общее погружение является лишь этапом общих колебательных движений Западно-Арктической континентальной окраины Евразии, охватывающих позднемiocен-четвертичное время и генетически или парагенетически связанных с процессами развития океанических котловин региона.

ВВЕДЕНИЕ

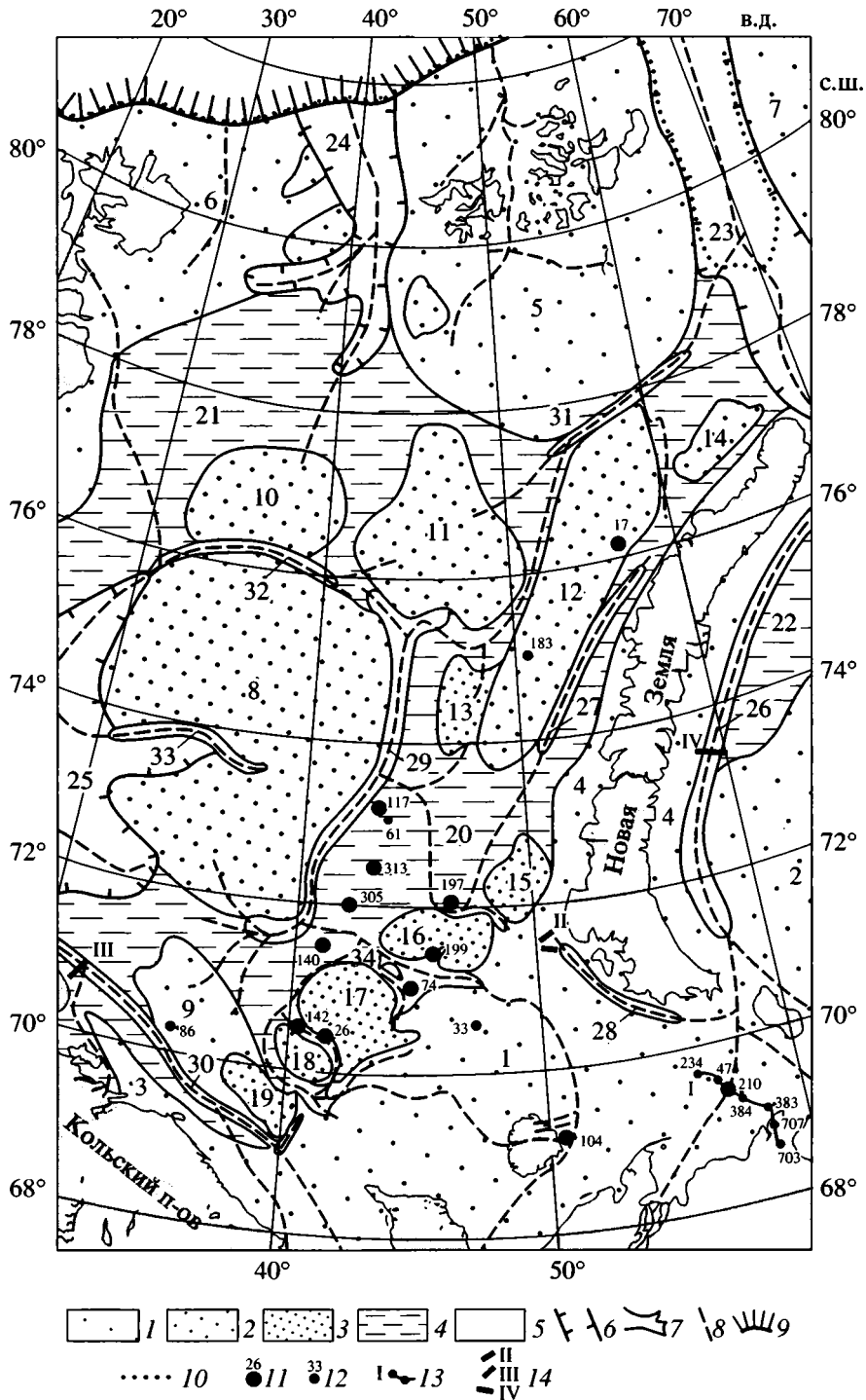
Баренцевский шельф характеризуется огромными размерами (площадь акватории ~1.44 млн. км²), значительной глубиной моря (средняя равна 186 м) и сложным рельефом дна [3]. Он обладает чрезвычайно мощным (до 19 км) осадочным чехлом, основная часть которого приходится на мезозойские породы [6]. Выступы палеозоя и докембрия на окружающих его островах и в пределах Кольского полуострова ограничены высокими абразионными или абразионно-тектоническими берегами. На юго-восточной окраине шельфа в пределах примыкающих к нему низких аккумулятивных равнин близко к берегу подходят высокие морские террасы или водораздельные плато, тогда как аккумулятивные берега развиты спорадически, а ограниченные ими низкие (5–10 м) морские террасы имеют незначительную ширину. Таким образом, шельф представляет собой самостоятельную гипсометрическую ступень континентальной окраины, отделенную отчетливой геоморфологической границей не только от орогенов островного обрамления и от побережья Балтийского щита, но и от низменных равнин, сформированных рыхлыми отложениями. Строение развитого на нем мощного осадочного чехла (включая его приповерхностные горизонты) изу-

чено достаточно полно благодаря широким поискам углеводородного сырья, сопровождавшимся мелкомасштабной геологической съемкой и инженерно-геологическими исследованиями. Самыми молодыми из фаунистически охарактеризованных докайнозойских отложений внутренних районов шельфа являются глины маастрихта, встреченные в наиболее погруженной части Южно-Баренцевской впадины. Они местами перекрыты опоквидными глинами, вероятно, палеоценового возраста. Стратиграфически выше на разных горизонтах мезозоя, а вблизи континентального или островного обрамления шельфа – палеозоя и докембрия залегает практически непрерывный покров отложений, отделенный от подстилающих образований границей регионального стратиграфического, а местами эрозийного и углового несогласия – Upper Regional Unconformity норвежских авторов [23, 29 и др.]. Мощностю покрова в целом незначительна и изменяется от долей метра до нескольких десятков метров, изредка достигая 100–150 м, а в районах, примыкающих к западному континентальному склону, 300 м и более. Несмотря на это, он обладает признаками самостоятельного структурно-формационного яруса, поскольку наряду с несогласием в основании характеризуется резко отличным от более древних образований лито-фациальным составом. Ниже

мы будем называть эти отложения новейшими, подразумевая, что они сформировались на протяжении неотектонической эпохи. Возраст новейших отложений региона не вполне ясен и служит объектом дискуссии. С учетом данных по низменным аккумулятивным равнинам южного обрамления шельфа [7, 13] и результатов бурения в Норвежском море [22], самые нижние их страти-

графические горизонты не древнее позднего миоцена.

Остается открытым вопрос и о возрасте современного Баренцевского шельфа как яруса мегарельефа Западно-Арктической континентальной окраины, а также о причинах его аномально низкого гипсометрического положения: даже на подводных возвышенностях глубины моря нередко



превышают 200 м, во впадинах донного рельефа они достигают 400 м и более. Предлагаемая работа является попыткой решения этой проблемы. Она базируется на результатах инженерно-геологических исследований верхней (100–150 м) части осадочного покрова, включающей новейшие отложения и их субстрат, проводимых с 1980 г. До широты 76° в российском секторе шельфа Арктической морской инженерно-геологической экспедицией был выполнен большой объем непрерывного сейсмоакустического профилирования с вертикальным разрешением сейсмозаписей до 1–2 м и морского бурения с высоким (~80%) выходом керна. В процессе этих работ наряду с литолого-палеонтологической характеристикой вскрытых отложений довольно широко применялось радиоуглеродное датирование слабо консолидированных осадков. В большинстве случаев аксельаторным масс-спектрометрическим методом определялся радиоуглеродный возраст содержащихся в этих осадках фораминифер [27, 28], а в скважинах 17 и 104 (рис. 1) в бывшем Всесоюзном институте морской геологии и геофизики (г. Рига) датировались раковины морских моллюсков. В скважине 210 материалом для датирования служило дисперсное органическое вещество, образцы анализировались в Институте геохимии и физики минералов АН Украины, г. Киев. Во всех случаях ошибка определений не выходила за рамки ±60–135 лет. В Институте геохимии и физики минералов проводились также радиоуглеродный и термолюминесцентный анализы образцов консолидированных новейших отложений. Распределенные в нескольких вертикальных разрезах датировки по ¹⁴C слабо консолидированных морских осадков, несогласное залегание которых на подстилающих породах установлено в многочисленных скважинах и на записях непрерывного сейсмоакустического профилирования, позволили установить с точностью радиоуглеродного анализа абсолютный возраст подошвы этих осадков на разных по современному батиметрическому по-

ложению площадях и, следовательно, время, когда эти площади в последний раз стали ареной морской седиментации. На основании этих данных можно определить средние скорости относительного повышения уровня моря на разных площадях шельфа за период времени, на протяжении которого в их пределах накапливались морские осадки последнего седиментационного цикла. Полученные результаты противоречат распространенным представлениям о том, что современная батиметрия шельфа обусловлена гляциоэвстатическим повышением уровня Мирового океана в конце позднего плейстоцена, и свидетельствуют о том, что она возникла в результате быстрых (доли сантиметра и первые сантиметры в год) неравномерных по площади тектонических погружений, начавшихся 15–16 тысяч лет назад.

Сведения о морфометрии восточной части Баренцевского шельфа, а также о расположении скважин, в которых выполнялись радиоуглеродные или термолюминесцентные анализы, приведены на рис. 1.

ФАЦИАЛЬНЫЙ СОСТАВ СЛАБО КОНСОЛИДИРОВАННЫХ ОСАДКОВ И ИХ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ С ПОДСТИЛАЮЩИМИ ОБРАЗОВАНИЯМИ

С помощью методов сеймостратиграфического анализа новейшие отложения подразделяются на ряд седиментационных комплексов [16]. Верхний из них на основной площади шельфа сложен глинистыми и алевроито-глинистыми илами, которые легко распознаются на записях непрерывного сейсмоакустического профилирования, характеризуясь низким рассеянием отраженных волн и акустической прозрачностью. Это обусловлено физическим состоянием илов, находящихся на начальной (“первичной”) стадии фильтрационной консолидации, которая происходит, в основном, путем выдавливания поровой воды [18], вследствие чего минеральный каркас илово-

Рис. 1. Морфометрическая схема восточной части Баренцевского шельфа

1 – относительно мелководные площади, обрамляющие материковую или островную сушу; 2 – внутришельфовые подводные возвышенности; 3 – пояс мелководных банок; 4 – впадины; 5 – тектонические и эрозионно-тектонические желоба; 6 – границы грабен-желобов; 7 – границы продольных и поперечных эрозионно-тектонических желобов; 8 – предполагаемые тальвеги погребенных под слабо консолидированными осадками речных долин; 9 – континентальный склон; 10 – бровка шельфа; 11 – скважина, в которой выполнялось радиоуглеродное датирование слабо консолидированных осадков, и ее номер; 12 – скважина, упоминаемая в тексте и ее номер; 13 – линия геологического разреза (см. рис. 2) и ее номер; 14 – линия сейсмоакустического разреза и ее номер; П – Приновоземельский шельф (см. рис. 4), III – Кольский шельф (см. рис. 5), IV – Новоземельский желоб (см. рис. 7). Цифровые обозначения: 1 – Печоро-Канинское мелководье, 2 – Мало-Югорское мелководье, 3 – Рыбачинское плато, 4 – Новоземельская цокольная терраса, 5 – Северо-Восточная возвышенность, 6 – Шпицбергенская банка, 7 – Центрально-Карское плато, 8–14 – подводные возвышенности: 8 – Центральная, 9 – Мурманская, 10 – Персея, 11 – Кленовая, 12 – Адмиралтейская, 13 – Лудловская, 14 – Литке; 15–19 – мелководные банки: 15 – Моллера, 16 – Гусиная, 17 – Северо-Канинская, 18 – Южно-Канинская, 19 – Мурманская, 20–22 – впадины: 20 – Центральная, 21 – Ольги, 22 – Приновоземельская, 23–25 – тектонические желоба: 23 – Св. Анны, 24 – Франц-Виктория, 25 – Медвежинский (восточное замыкание); 26–34 – эрозионно-тектонические желоба: 26 – Новоземельский, 27 – Северо-Новоземельский, 28 – Южно-Новоземельский, 29 – Центральный, 30 – Кольский, 31 – Нансена, 32 – Персея, 33 – Демидовский, 34 – Гусиный

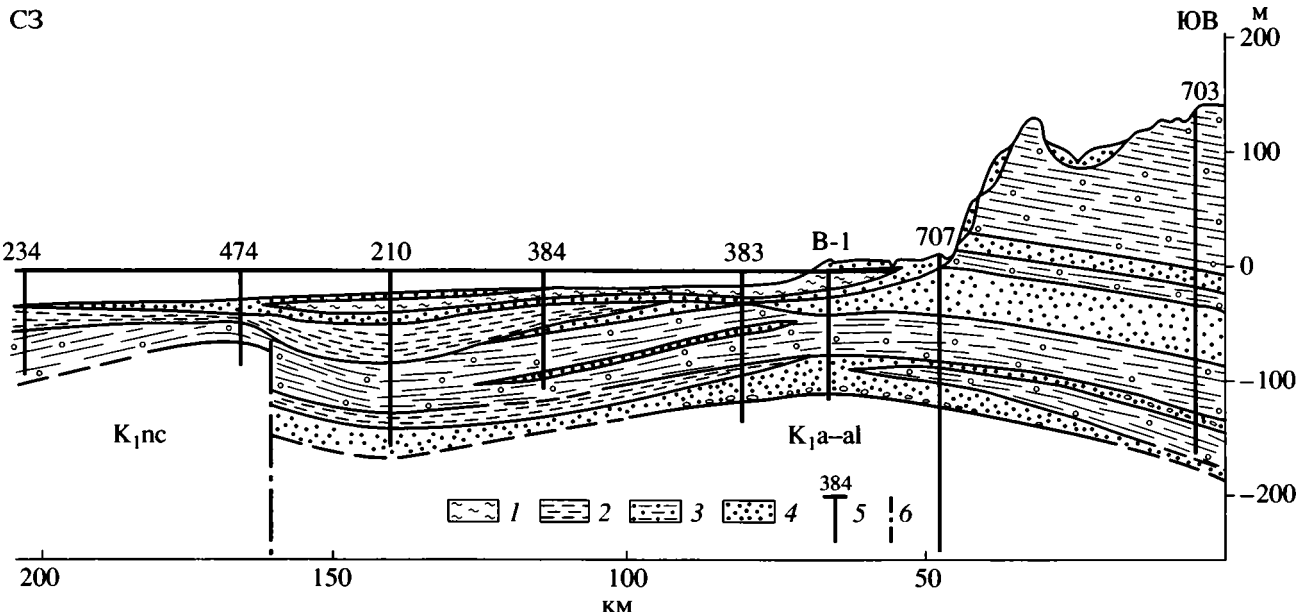


Рис. 2. Геологический разрез северной окраины Большеземельской тундры и прилегающей части Печорского моря (разрез I на рис. 1)

1 – глинистые лиманные илы; 2 – алевриты; 3 – диамиктон; 4 – пески, 5 – скважина и ее номер; 6 – предполагаемое разрывное нарушение. Остальные усл. обозначения см. к рис. 3

го осадка испытывает лишь однородную деформацию объемного сжатия и вертикальные изменения физических (в том числе акустических) свойств хорошо коррелированы по латерали. На следующей стадии (“вторичная консолидация”) большое значение в уплотнении осадков приобретает ползучесть гидратированных минеральных частиц, деформация илов становится неоднородной и происходит срыв латеральной сейсмической корреляции. Распространение сейсмических волн в подобной среде создает высокий рассеянный фон, и изображение на сейсмолентах выглядит хаотическим. Новейшие отложения алеврито-глинистого состава, характеризующиеся таким типом сейсмозаписи, по физическому состоянию не отличаются от развитых в пределах низменных равнин, обрамляющих восточную часть Баренцева и западную часть Карского морей с юга. Преобладающим литотипом этих отложений являются так называемые “древние глины” [11] – неслоистые плохо сортированные песчано-алеврито-глинистые породы с небольшой (первые проценты) примесью эрратического и местного грубообломочного материала. Подобные образования часто обозначают генетически нейтральным термином “диамиктон” [24].

В области шельфа осадки последнего седиментационного комплекса подстилаются не самым молодым, а одним из нижних горизонтов диамиктона, распространенных на прилегающей суше (рис. 2), что согласуется с нашими наблюдениями

на северо-восточном побережье острова Колгуев [16]. В протяженных береговых обрывах высотой до 50 м здесь обнажаются не перекрытые диамиктоном пески с обильной морской фауной и обломками обугленной древесины запредельного или близкого к нему возраста по ^{14}C (от 35.5 до 40–43 тыс. лет и более). На площади шельфа последовательности радиоуглеродных и термолюминесцентных датировок в вертикальном разрезе морских илов и подстилающих консолидированных отложений (рис. 3, А, Б) показывают, что эпохи формирования диамиктона и залегающих стратиграфически выше морских илов разделены периодом продолжительностью не менее нескольких десятков тысяч лет. Часть этого времени приходится на региональный седиментационный перерыв, который фиксируется трансгрессивным залеганием слабо консолидированных осадков на разных горизонтах новейших отложений и, местами, непосредственно на мезозойских или докембрийских породах (рис. 4, 5). Об этом свидетельствуют и измерения остаточной намагниченности донных отложений в колонках, отобранных на разрезе от полуострова Рыбачий до Земли Франца Иосифа: морские илы перекрывают разные по возрасту пласты диамиктона, относимого в верхней части к магнитозонам Брюнес, Матуяма или Гаусс [5]. Наконец, существование седиментационного перерыва и размыва, предшествовавших накоплению слабо консолидированных осадков даже на больших глубинах, подтверждается при-

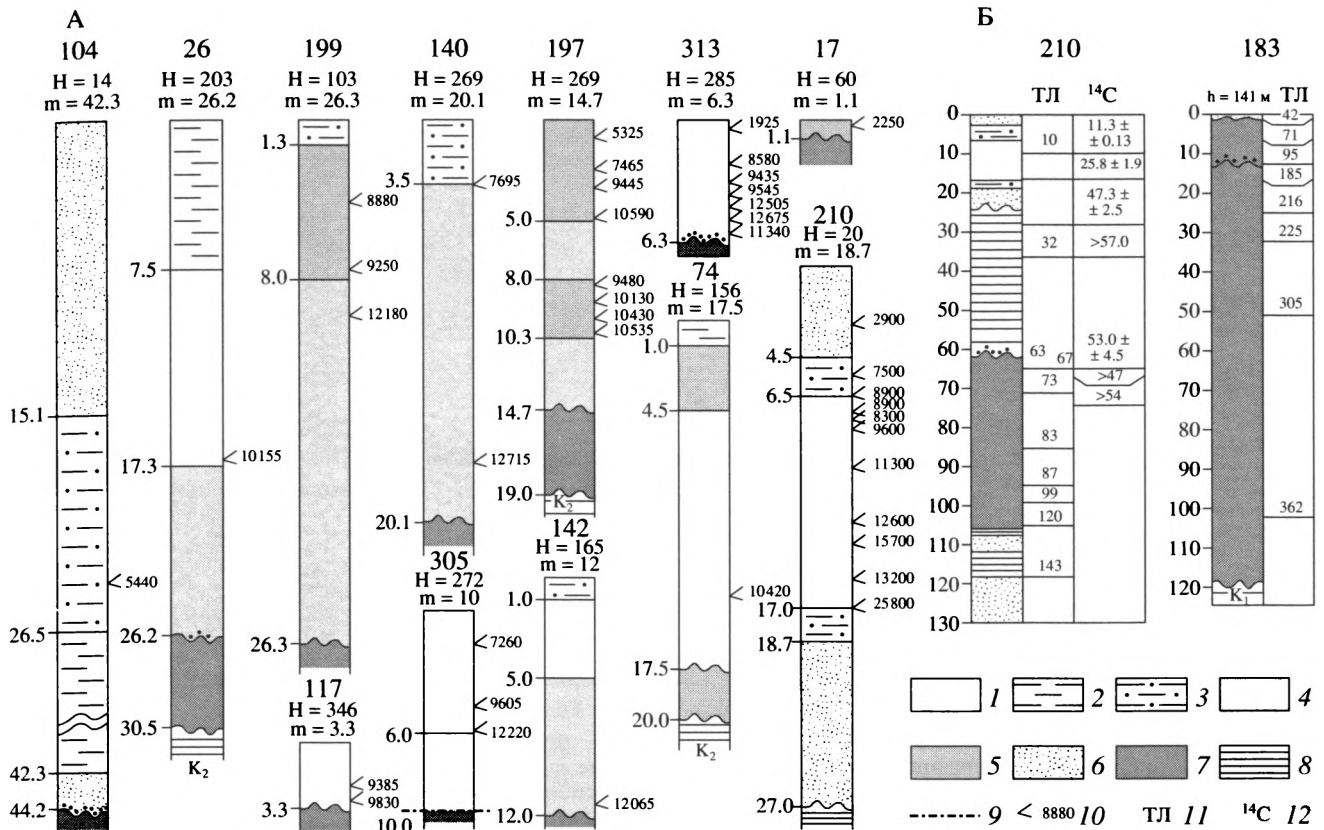


Рис. 3. Колонки скважин, в которых выполнялись: А – радиоуглеродное датирование слабо консолидированных осадков, Б – радиоуглеродное и (или) термолюминесцентное датирование консолидированных новейших отложений 1 – глинистый ил; 2 – алеврито-глинистый ил; 3 – песчано-алевритовый ил; 4 – ленточнослойный глинистый ил; 5 – песчано-алеврито-глинистый (диамиктоновый) ил; 6 – песок; 7 – диамиктон; 8 – глина; 9 – подошва слабо консолидированных осадков по данным непрерывного сейсмоакустического профилирования; 10 – радиоуглеродный возраст (лет); 11 – термолюминесцентные даты (тысяч лет); 12 – радиоуглеродные даты (тысяч лет). Н – современная глубина моря; m – мощность слабо консолидированных осадков

сутствием затопленных эрозионных долин, частично заполненных илами (рис. 6).

Наиболее крупными и отчетливо выраженными в донном рельефе фрагментами таких долин являются замкнутые и полузамкнутые линейные впадины – краевые и поперечные желоба. Первые приурочены к флангам крупных положительных структур, названия которых приводятся по [6], испытавших в неотектоническую эпоху относительное сводово-блоковое поднятие. К ним помимо Кольского, Новоземельского, а также Северо- и Южно-Новоземельского желобов относится выделенный нами Центральный желоб, протягивающийся вдоль границы Финмаркенского и Центрально-Баренцевских поднятий с Восточно-Баренцевским трогом (соответственно, Центральная возвышенность и Центральная впадина на рис. 1). Поперечные желоба пересекают эти неотектонические сооружения, например, желоб Нансена отделяет сводовое поднятие Земли Франца-Иосифа (Северо-Восточная возвышенность на

рис. 1) от Адмиралтейского горста, унаследованного одноименной возвышенностью. Протяженность желобов изменяется от 200–350 до 600–760 км при ширине от 30–40 до 50–75 км и относительной глубине от 60–70 до 200–300 м. Некоторым исключением являются короткие (70–120 км) желоба шириной от 10–15 до 30–40 км и более, глубиной 100–180 м, представляющие собой антецедентные участки затопленных речных долин, пересекающих пояс мелководных банок, который протягивается между Новой Землей и Кольским полуостровом (см. рис. 1). Днища всех рассмотренных отрицательных форм рельефа находятся, как правило, глубже изобаты 200 м, максимальные глубины моря в пределах Центрального и Новоземельского желобов достигают 390–420 м. Поперечными или диагональными поднятиями дна они разделяются на ряд более коротких линейных впадин. Склоны желобов террасированы и пересекаются многочисленными ветвящимися к верховьям эрозионными ложби-

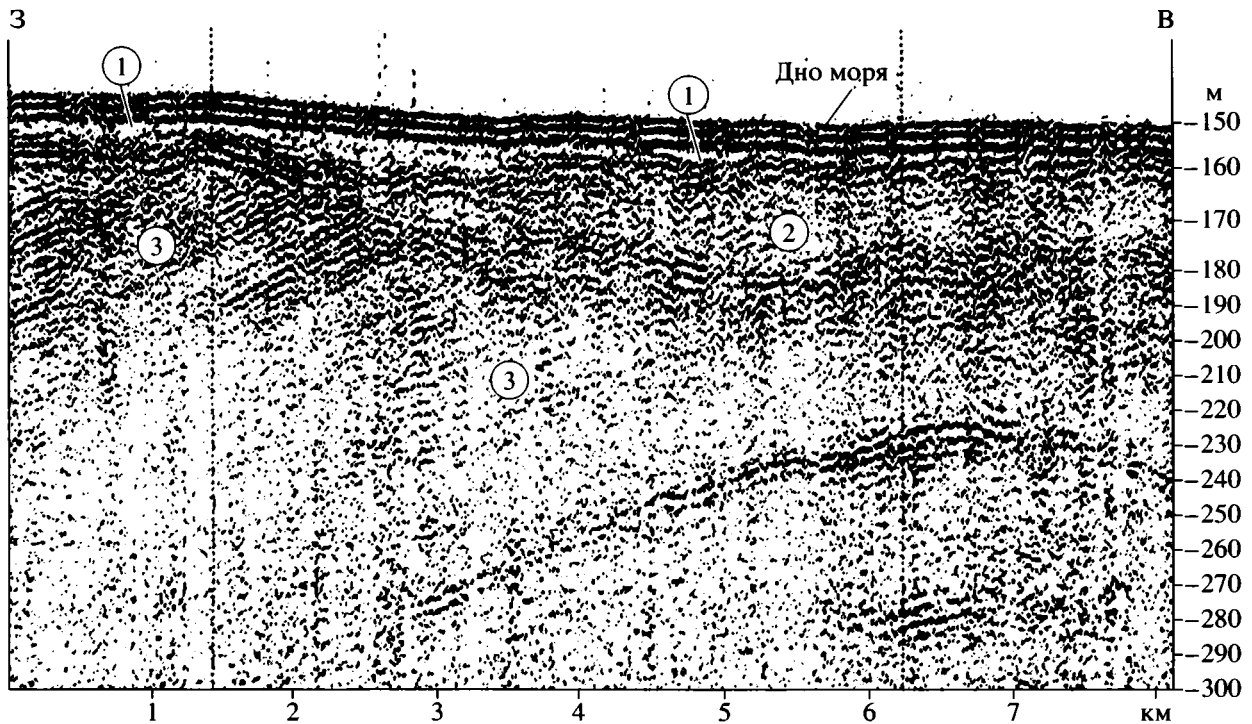


Рис. 4. Налегание слабо консолидированных осадков (1) по границе седиментационного перерыва и размыва на диамиктон (2) и меловые породы (3). Привоземельский шельф, сейсмоакустический разрез II на рис. 1

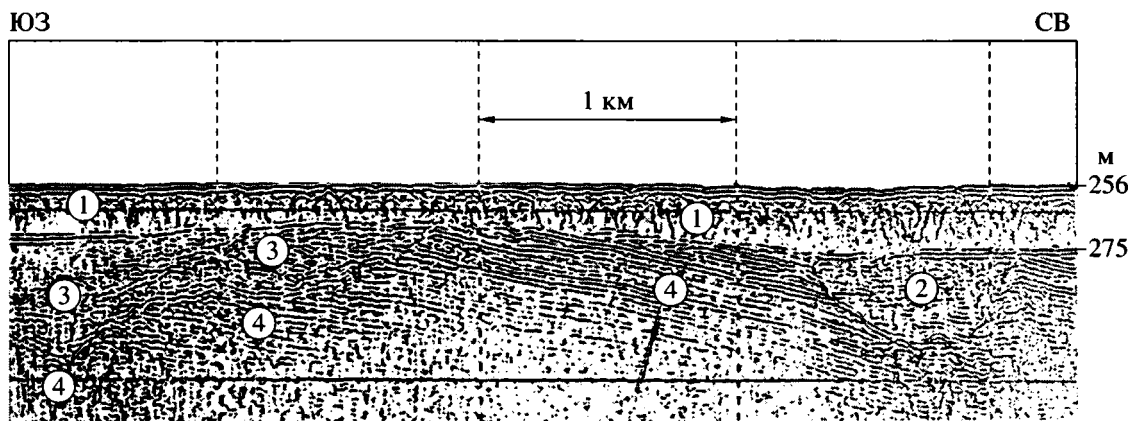


Рис. 5. Налегание слабо консолидированных осадков (1) по границе седиментационного перерыва и размыва на аллювий погребенной долины (2), диамиктон (3) и юрские отложения (4). Кольский шельф, сейсмоакустический разрез III на рис. 1

нами. Они прорезают консолидированные новейшие отложения (в том числе диамиктон), врезаются на глубину до 200 м в их мезозойский или докембрийский субстрат, и облекаются лишь слабо консолидированными осадками мощностью несколько метров, в днищах желобов возрастающей до 10–20 м. Подошва этих осадков является границей эрозионного, а зачастую и углового несогласия (рис. 7). Перечисленные признаки свидетельствуют о том, что желоба имеют очень молодой

возраст и сформировались уже после отложения диамиктона непосредственно перед эпохой накопления слабо консолидированных осадков. На батиметрической карте восточной части Баренцева моря масштаба 1 : 1 000 000 с сечением донного рельефа 20 м (1985 г.), составленной под редакцией Г.Г. Матишова в тресте Арктикморнефтегазразведка (автор В.В. Назимов), вырисовываются почти непрерывные системы линейных понижений дна, включающие краевые и поперечные же-

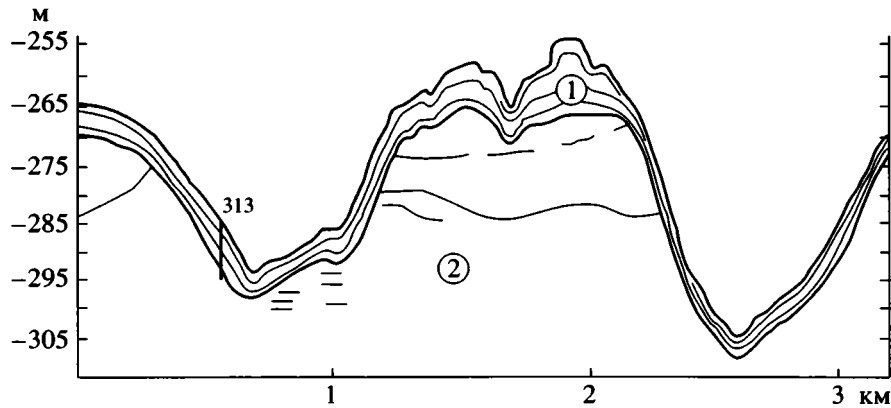


Рис. 6. Сейсмоакустический разрез новейших отложений в районе скважины 313 (рисунок по сейсмозаписи)

1 – глинистые илы; 2 – диамиктон

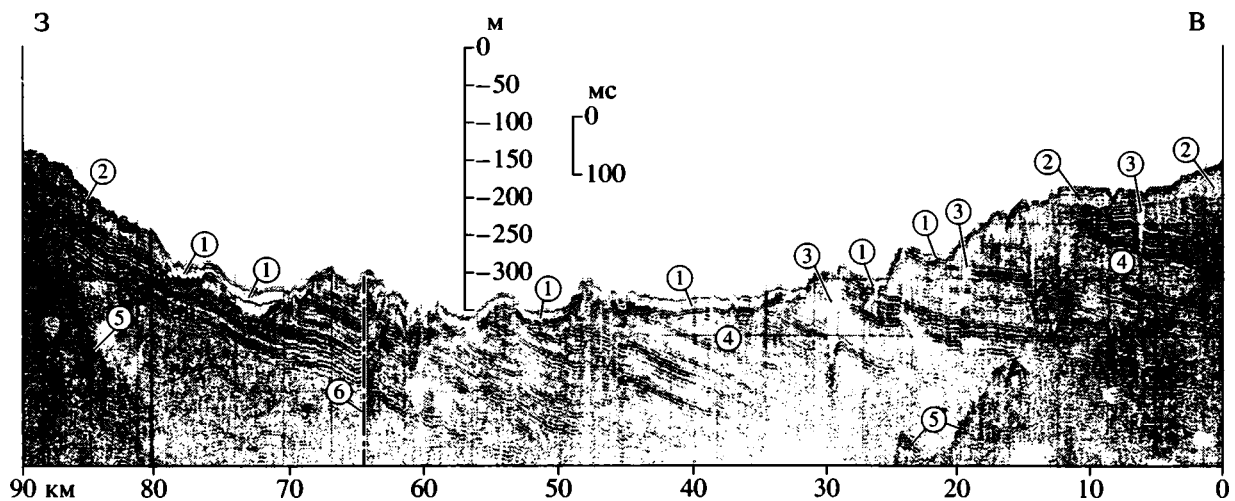


Рис. 7. Сейсмоакустический разрез Новоземельского желоба (см. сейсмоакустический разрез IV на рис. 1)

1 – слабо консолидированные осадки; 2 – консолидированные новейшие отложения; 3 – наиболее древняя генерация погребенных речных долин; 4 – юрские отложения; 5 – кратные отражения от дна; 6 – разрывное нарушение

лоба и свидетельствующие о существовании в недавнем геологическом прошлом разветвленной гидрографической сети, конечным водоемом стока которой являлись неотектонический грабен-желоб Святой Анны либо непосредственно котловина Нансена (см. рис. 1). Глубина эрозионного расчленения поверхности нынешнего морского дна местами достигала 200–300 м на расстояниях в первые десятки километров. К югу от Шпицбергенской банки и Мурманской возвышенности, а также к западу от Центральной возвышенности в донном рельефе выражены верховья погребенных долин со стоком, направленным на запад, по всей вероятности, в Норвежско-Гренландский бассейн.

На отдельных, главным образом, мелководных участках ископаемые речные долины полно-

стью замаскированы слабо консолидированными морскими осадками, но здесь погребенный под ними аллювий иногда (Печоро-Канинское мелководье) охарактеризован скважинами. На глубоководных площадях, где тальвеговая зона крупных погребенных долин не изучена бурением, достоверный аллювий под толщей слабо консолидированных осадков пока не вскрыт. Однако в палеодолинах небольших притоков и здесь обнаружены следы линейного размыва диамиктона, предшествовавшего накоплению морских илов: базальный горизонт последних обогащен скоплением грубообломочного материала (см. скв. 26, 313 на рис. 3).

В желобах, прорезающих мелководные банки, а также на примыкающих к ним площадях Печоро-Канинского мелководья нижняя основная по мощности часть разреза слабо консолидирован-

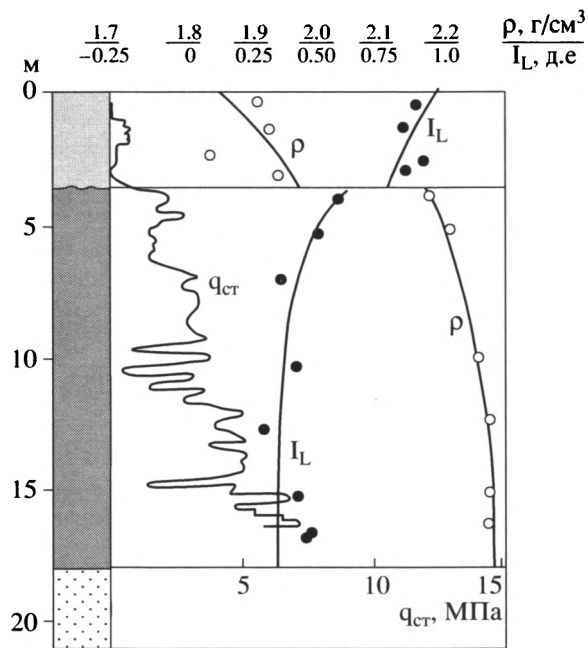


Рис. 8. Графики изменения показателя консистенции (I_L), плотности (ρ) и прочностных свойств при статическом зондировании ($q_{ст}$) в колонке скважины 61 (см. рис. 1, глубина моря 301 м)

Условные обозначения см. на рис. 3

ных осадков сложена специфическими фациями, в современных условиях формирующимися на приливной литорали в эстуариях рек [12]. Это подтверждается геоморфологическими признаками, свидетельствующими о накоплении илов на характерных для таких фаций побережьях [9]: в широких морских заливах с узким входом, приуроченным к одному из поперечных желобов (Гусиному и др., см. рис. 1), а также условиями залегания и литологией осадков. Они заполняют затопленные морем речные долины и представлены так называемыми приливными ритмами [26] – глинистыми ленточнослоистыми илами с очень высоким (до 90% и более) содержанием тонкопелитовой (менее 0.005 мм) фракции. Ритмы осаждались в мелкой, богатой кислородом воде, с чем связана их преобладающая коричневая окраска, в условиях значительного периодически менявшегося по величине опреснения и высокой мутности вод, обусловленных сезонными колебаниями речного стока и обильным привносом реками взвешенного терригенного материала. Фораминиферы в них либо вообще отсутствуют, либо представлены единичными видами, причем ядро количественно иногда весьма обильного комплекса составляют виды, хорошо переносящие существенное опреснение или повышенную мутность придонных вод. Последняя служила причи-

ной большой скорости седиментации, измерявшейся миллиметрами или даже сантиметрами в год [9, 12]. В условиях стабильного побережья мощность этих осадков не может быть больше максимальной высоты прилива, вследствие чего они чрезвычайно удобны для тектонического анализа. Так, в современных заливах Кольского полуострова высота приливов не превышает 5 м и лишь в Онежском заливе Белого моря достигает 9 м [9]. Между тем в погребенных долинах Баренцевского шельфа мощность ленточнослоистых илов изменяется от 8–10 до 20–25 м, а на Печоро-Канинском мелководье иногда превышает 60 м (см. рис. 1, скв. 33). Вверх по разрезу их зерновой состав несколько огрубляется, что связано с постепенным переходом литоральных осадков в гомогенные сублиторальные илы мощностью до 8–10 м, в формировании которых заметную роль играет материал, вытаявающий из плавающих морских льдов. Фауна фораминифер указывает на условия седиментации, близкие современным.

Вне пределов погребенных долин эти сублиторальные илы обычно имеют мощность 3–6 м и налегают непосредственно на консолидированные отложения (новейшие или более древние), причем граница между ними даже на больших глубинах фиксирована резким скачком плотности и прочностных свойств (рис. 8). Последнее обусловлено тем, что она является границей длительного субаэрального перерыва в осадконакоплении, на протяжении которого верхняя часть отложений, ныне подстилающих слабо консолидированные осадки, теряла воду не в результате гравитационного уплотнения, а из-за естественного дренажа в долины рек. Подобная же зависимость мощности слабо консолидированных осадков от характера погребенного под ними рельефа, а также резкое возрастание плотности и прочности в кровле подстилающих отложений, чаще всего представленных диамиктоном, отмечается норвежскими авторами для западной части шельфа [23, 29 и др.].

Таким образом, геолого-геоморфологические данные указывают на то, что в недавнем геологическом прошлом почти весь шельф Баренцева и западной части Карского (между Ямалом и Новой Землей) морей представлял собой сушу с расчлененным рельефом, а слабо консолидированные осадки формировались в процессе общего тектонического погружения, на начальном этапе компенсировавшегося накоплением фаций приливной литорали в эстуариях рек. Сведения о времени и скорости этого погружения можно получить, анализируя радиоуглеродные датировки слабо консолидированных морских отложений.

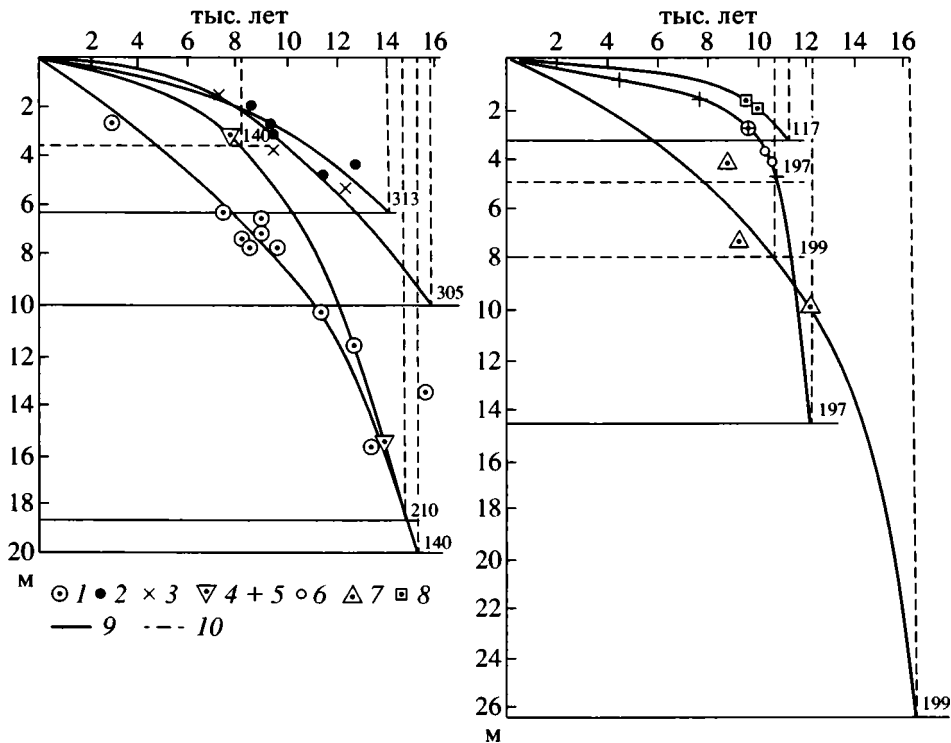


Рис. 9. Графики изменения радиоуглеродного возраста слабо консолидированных осадков вниз по разрезу 1–8 – образцы, датированные в скважинах №№: 1 – 210, 2 – 313, 3 – 305, 4 – 140, 5, 6 – 197 (6 – глубина отбора образцов, исправленная с учетом сдвигания разреза при бурении), 7 – 199, 8 – 117; 9, 10 – гипсометрический уровень: 9 – подошвы слабо консолидированных осадков, 10 – кровли приливных ритмитов

ВОЗРАСТ ПОСЛЕДНЕГО СЕДИМЕНТАЦИОННОГО КОМПЛЕКСА И СКОРОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОГРУЖЕНИЙ В ПЕРИОД ЕГО ФОРМИРОВАНИЯ

По результатам радиоуглеродных датировок были построены графики изменения возраста илов в вертикальном разрезе, примеры которых иллюстрирует рис. 9. Ордината каждой точки соответствует глубине отбора образца (с поправкой на диагенетическое уплотнение илов), а абсцисса – радиоуглеродному возрасту осадков на этой глубине. В детально охарактеризованных разрезах наблюдается некоторый разброс точек, что можно объяснить сдвигом изотопного равновесия из-за обмена углеродом между раковинами фораминифер и CO₂ иловых вод, перемешиванием ила в процессе биотурбаций или (при оттаивании затопленной морем многолетней мерзлоты) криотурбаций. Иногда по этим причинам фиксируется даже геохронологическая инверсия (скважина 313). В скважине 210 она, скорее всего, обусловлена переотложением не сингенетичного осадку органического материала, а в скважине 197 – технологической ошибкой и, вследствие этого, сдвиганием разреза при бурении. Возраст поверхностного исчезающе тонкого слоя осадков считается

современным и играет роль последней точки всех графиков. Положение начальной точки можно определить, экстраполируя эти графики за пределы области, охарактеризованной радиоуглеродными датировками, до пересечения с гипсометрическим уровнем подошвы слабо консолидированных осадков. Абсцисса точки пересечения соответствует времени *T* начала морской седиментации в пункте бурения, который, исходя из изложенного в предыдущем разделе, до этого геологического “момента” находился в субаэральных условиях. С достаточной для наших построений точностью можно принять, что в указанный “момент” суша располагалась на уровне моря (в приливно-отливной зоне), с чем в ряде случаев (скважины 26, 197, 199 и др.) согласуется и фациальный состав осадков (приливные ритмиты), залегающих непосредственно над границей субаэрального седиментационного перерыва и размыва. Таким образом, отсчет времени на графиках начинается с того геологического эпизода, когда в процессе общего погружения эта граница оказалась на уровне моря, и заканчивается современностью, когда море достигло его нынешней глубины *H*. За этот хронологический интервал накопилась толща илов мощностью *m* и бывшая суша погрузилась на глубину *H + m*. Возможная ошибка графического оп-

ределения полученных таким способом значений T в детально охарактеризованных радиоуглеродными датировками разрезах (скважины 197, 210, 305, 313) не превышает 10–15%. Данные по остальным скважинам, в которых слабо консолидированные осадки датированы в одной–двух точках, согласуются с детально изученными разрезами, хотя ошибка определения может возрастать до 20–25%. С учетом этого время T начала морской седиментации в пунктах бурения скважин, приведенных на рис. 9, изменяется от 4.0 ± 1.0 до 16.0 ± 2.0 тысяч лет без какой-либо определенной связи с амплитудой погружения, т.е. современной глубиной моря (H), суммированной с мощностью накопившихся за время погружения осадков (m). Так, погребенные речные долины, строение которых изучено скважиной 313 ($H + m = 291.3$ м) и пробуренной в 600 км юго-восточнее скважиной 210 ($H + m = 38.7$ м), начали затопливаться морем практически одновременно: соответственно, 14.4 и 14.6 тысяч лет назад (см. рис. 1, 9). В несколько меньшем масштабе подобная рассогласованность значений глубины погружения и времени начала морской седиментации отмечается и в близко расположенных пунктах на глубоководных площадях, охарактеризованных скважинами 117 ($H + m = 349.3$ м), 313 ($H + m = 291.3$ м) и 305 ($H + m = 282$ м). Они начали затопливаться, соответственно, 11.5, 14.4 и 16.0 тысяч лет назад, т.е. чем больше амплитуда относительного подъема уровня моря ($H + m$), тем позже он начинался (тем меньше T). Аналогичные ситуации фиксируются скважинами 104 ($H + m = 58.2$ м) и 210 ($H + m = 38.7$ м) на Печоро-Канинском мелководье, для которых T равно, соответственно, 9 и 14.6 тыс. лет назад. Вместе с тем на структурно обусловленные подводные возвышенности [19], обычно характеризующиеся резко сокращенным разрезом новейших отложений, последняя морская трансгрессия распространилась позже, чем на основную площадь шельфа. Так, одна из наивысших точек Адмиралтейской возвышенности (скважина 17, $H + m = 61.5$ м) была затоплена морем всего порядка 4 тысяч лет назад.

Из приведенных примеров следует, что последняя трансгрессия моря на Баренцевском шельфе характеризовалась неравномерной по площади амплитудой и скоростью относительного повышения уровня моря, так что возвышенные участки могли затопливаться раньше площадей, ныне отличающихся гораздо большей глубиной акватории. Это противоречит традиционным представлениям об эвстатической (гляциоэвстатической) природе последней трансгрессии, в соответствии с которыми затопление суши должно было распространяться сначала на самые низменные, а затем на все более возвышенные ее участки, т.е. значение T на графиках изменения возраста осадков вниз по разрезу морских илов должно быть тем больше, чем больше $H + m$. Вместе с

тем естественно предположить, что тектоническое погружение шельфа началось еще до зафиксированного этими графиками “момента”, когда те или иные его участки, различавшиеся по гипсометрическому положению, оказались на уровне моря. Следовательно, в общем случае чем позже местность была затоплена морем (чем меньше T), тем выше она первоначально располагалась. Однако, поскольку тектоническое погружение в отличие от эвстатического повышения уровня моря могло происходить с различной скоростью на разных площадях, их современное гипсометрическое положение не связано напрямую с исходным.

Средние скорости тектонических погружений V можно легко рассчитать, зная H , m и T ($V = (H + m)/T$). На глубоководных площадях шельфа ($H > 150$ м) среднее значение V изменяется в пределах 1.4–3.0 см/год, что на 1–2 десятичных порядка больше средней скорости седиментации U , составляющей 0.03–0.07 см/год, а с учетом быстро накапливавшихся в затопленных речных долинах приливных ритмов до 0.13–0.16 см/год. Именно поэтому в глубоководных районах сохранились черты субаэрального рельефа, существовавшего перед последней трансгрессией моря. На мелководных банках и Печоро-Канинском мелководье они существенно замаскированы осадконакоплением, так как различия между V (0.3–1.5 см/год) и U (0.1–0.5 см/год) здесь не столь велики.

Истинная скорость седиментации не постоянна и уменьшается вверх по разрезу (уменьшение угла наклона графиков на рис. 9) из-за последовательного увеличения глубины моря, а в затопленных речных долинах и в связи с присутствием в основании толщи слабо консолидированных осадков приливных ритмов (см. рис. 3, А). Вместе с тем скорость погружения, по-видимому, наоборот с течением времени возрастала, поскольку на первых порах, когда погружение компенсировалось накоплением этих литоральных фаций, она была соизмерима со скоростью седиментации последних. По экстраполяции графиков, приведенных на рис. 9, на глубоководных площадях начальная скорость седиментации ленточнослоистых глинистых илов (и, следовательно, одновременного тектонического погружения) оценивается цифрами от 0.2 до 0.9 см/год, т.е. гораздо более низкими, чем средняя скорость погружения за время T . Отсюда следует, что в период накопления залегающих выше по разрезу гомогенных сублиторальных илов эта скорость была существенно больше средней. Так, для района скважины 197 графические построения, выполненные из предположения, что скорость погружения плавно нарастала во времени от начального значения (0.9 см/год), показывают, что сейчас она достигла ~3.5 см/год, что почти в 1.5 раза больше ее среднего значения.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Поскольку современная батиметрия шельфа возникла в результате неравномерных общих тектонических погружений, начавшихся 15–16 тыс. лет назад, ясно, что амплитуда и скорость этих погружений, как это и следует из анализа радиоуглеродных датировок, возрастали от окраинных и внутренних мелководий к площадям, ныне характеризующимся наибольшими глубинами моря. При этом, если переход от низменных аккумулятивных равнин юго-восточного обрамления Баренцевского шельфа к его глубоководной части растянут на сотни километров, то высокие (~200 м) береговые обрывы северо-западной части Кольского полуострова, являющиеся типичными берегами поднятия [10], находятся всего в 20–30 км от впадин с глубинами моря до 200–280 м. Эти впадины, исходя из приведенных в предыдущем разделе оценок, погружаются со скоростью порядка 1.5–2 см/год, тогда как скорость поднятия прибрежных районов северо-западной части полуострова по данным повторного нивелирования [10] достигает 0.5 см/год. Со столь существенным градиентом амплитуд и скоростей вертикальных тектонических движений разного знака связана неотектоническая активизация Берегового разлома, по которому гнейсы и гранито-гнейсы Мурманского массива граничат с развитами на шельфе рифейскими осадочными породами, быстро погружающимися на северо-восток под палеозойские образования. Высокая контрастность современных тектонических движений, вероятно, служит причиной сейсмичности прибрежной зоны на северо-западе Кольского полуострова, что подтверждается геолого-геоморфологическими признаками молодых (~9 тыс. лет и моложе) сейсмогенных дислокаций, характерных для сильных землетрясений [17]. Многочисленные следы практически современной тектонической активности, проявленные в период накопления слабо консолидированных осадков верхнего седиментационного комплекса, обнаружены и в различных районах шельфа. Они представлены приповерхностными смещениями по разрывным нарушениям, деформациями продольного профиля погребенных под морскими илами речных долин, признаками грязевого вулканизма, палеосейсмичности и др. и выражены в виде своеобразных форм донного мезо- и микрорельефа. Сведения об этих локальных тектонических структурах частично опубликованы [14, 15, 21]. Их более полную характеристику мы надеемся опубликовать в ближайшем будущем.

Субаэральный этап развития шельфа, прерванный 15–16 тыс. лет назад, в свою очередь, пришел на смену морской трансгрессии, завершившейся не ранее 25–35 тыс. лет назад, что подтверждается радиоуглеродным возрастом фораминифер (от ~25–35 до более 41 тыс. лет) в консолидированных четвертичных отложениях западной части шельфа [25], а также непрерывной в интервале 28–42 тыс. лет последовательностью радиоуглеродных датировок отложений позднечетвертичных морских террас на побережьях Баренцева и Карского морей [8]. Вместе с тем более древние трансгрессии неоднократно прерывались периодами субаэрального развития, когда частично или полностью осушенная область шельфа дренировалась речными долинами, одна из самых ранних генераций которых отображена на рис. 7. Таким образом, последняя морская трансгрессия на Баренцевском шельфе отражает лишь этап общих колебательных движений земной коры, охватывавших огромные площади. Ранее эти движения постулировались для объяснения циклического строения толщи новейших (верхнемиоцен-четвертичных) отложений и ярусности формируемого ими аккумулятивного рельефа низменных равнин, обрамляющих шельфы Баренцева и Карского морей [7, 13], причем молчаливо предполагалось, что последние характеризуются наиболее полными разрезами новейших образований. В дальнейшем морские исследования показали, что на основной площади Баренцевского и Западно-Карского шельфов эти разрезы состоят из меньшего количества седиментационных циклов и имеют существенно меньшую мощность, чем на аккумулятивных равнинах прилегающей суши (рис. 2). В пределах крупных подводных возвышенностей (Северо-Восточной, Центрально-Баренцевской, Адмиралтейской и др.), а также Шпицбергенской банки, Новоземельской цокольной террасы и подводного склона Кольского полуострова (см. рис. 1) мощность новейших отложений обычно не превышает 10–15 м, причем до 5 м приходится на слабо консолидированные осадки последней трансгрессии, которые нередко налегают непосредственно на мезозойские породы. Отсюда следует, что относительно возвышенные участки дна, хотя ныне они часто расположены на глубине 200 м и более, в процессе общих колебательных движений позднемиоцен-четвертичного времени затапливались морем на непродолжительное время лишь в периоды наиболее высокоамплитудных общих погружений, тогда как обширные области нынешних низменных аккумулятивных равнин континентального обрамления располагались ниже уровня моря, и в их пределах накапливались толщи осадков мощностью до 150–200 м и более. Намечается отчетливая тенденция, заключающаяся в том, что от цикла к циклу колебательных движений их период сокращался, а амплитуда общих погружений увеличивалась от северной окраины современной суши в сторону континентальных склонов. В области шельфа максимальных значений она достигла в период последней трансгрессии, начавшейся ~ 15–16 тыс. лет назад.

Можно, таким образом, предполагать, что общие тектонические колебания земной коры Западно-Арктической континентальной окраины Евразии на протяжении неотектонической эпохи генетически или парагенетически связаны с развитием океанических котловин региона. Это согласуется с начавшейся в позднем миоцене (5-й хрон) активизацией спрединга в срединно-океанических хребтах Книповича и Гаккеля, до этого проявлявшегося весьма слабо. Во второй половине позднего миоцена–плейстоцене произошла максимальная (до 50 км) проградация западного континентального склона Баренцевского шельфа [20], что можно связать с обильным поступлением терригенного материала в периоды общих поднятий и осушения шельфа, когда твердый сток рек разгружался непосредственно в области континентального склона. Этот факт указывает на синхронность развития процессов расширения океанических впадин и общих колебательных движений прилегающей континентальной окраины.

К сожалению, остается справедливым замечание В.В. Белоусова о весьма слабой изученности общих колебательных движений [4], поэтому выяснение их физической природы требует специальных исследований. Можно лишь предполагать, что они вызываются периодическим нарушением изостатического равновесия в литосфере и его последующим частичным восстановлением, возможный механизм которых рассмотрен Е.В. Артюшковым [1, 2]. Следует, однако, отметить, что обоснованные выше скорости погружений в период последней морской трансгрессии существенно превышают рассмотренные этим автором.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 455 с.
2. Артюшков Е.В., Каныгин А.В., Тесаков Ю.И., Чехович П.А. Тектоническая природа быстрых изменений глубины моря в эпиконтинентальных осадочных бассейнах в ордовике // Тектоника земной коры и мантии. Тектонич. закономерн. размещ. полезн. ископ. Т. I. Материалы XXXVI тектонич. совещ. М.: ГЕОС, 2005. С. 19–22.
3. Баренцево море // Океанографическая энциклопедия. Л.: Гидрометеиздат, 1974. С. 59–63.
4. Белоусов В.В. Основные вопросы геотектоники. М.: Гос. научно-технич. изд-во литературы по геологии и охране недр, 1954. 606 с.
5. Блажчишин А.И., Линькова Т.Н. О плиоценовом оледенении Баренцева шельфа // Докл. АН СССР. 1977. Т. 236. № 3. С. 696–699.
6. Богацкий В.И., Богданов Н.А., Костюченко С.Л. и др. Объяснительная записка к карте Баренцева моря и северной части европейской России масштаба 1 : 2500000. М.: Институт литосферы РАН, 1996. 94 с.
7. Генералов П.П., Кузин И.Л., Зайонц И.Л., Крапивнер Р.Б. Основные черты палеогеографии Печорской низменности и бассейна Нижней Оби в новейшее время // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л.: Гидромет. изд-во, 1970. С. 374–387.
8. Данилов И.Д. Гипотеза позднеплейстоценового Арктического ледникового щита // Основные проблемы палеогеографии позднего кайнозоя Арктики. Л.: Недра, 1983. С. 217–229 (Тр. ПО “Севморгеология”. Т. 190).
9. Зенкович В.П. Основы учения о развитии морских берегов. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 710 с.
10. Карта современных вертикальных движений земной коры по геодезическим данным на территорию СССР. Масштаб 1 : 5000000. М.: ГУГК, 1989.
11. Кленова М.В. Геология Баренцева моря. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 354 с.
12. Крапивнер Р.Б. Ваттовые отложения бассейнов Нижней Оби и Печоры и их значение для понимания палеогеографии четвертичного периода // Сб. статей по геол. и гидрогеологии. М.: Недра, 1965. Вып. 4. С. 130–155.
13. Крапивнер Р.Б. О новейшей тектонике Печорской низменности в связи с общими колебательными движениями // Тектонические движения и новейшие структуры земной коры: Мат. Совещ. по пробл. неотектоники. М.: Недра, 1967. С. 201–208.
14. Крапивнер Р.Б. Бескорневые неотектонические структуры. М.: Недра, 1986. 204 с.
15. Крапивнер Р.Б. О проявлениях сдвиговой тектоники на Баренцевском шельфе // Результаты, методика и техника морских геол.-геофизич. исслед. континент. окраин. Рига: ВНИИМоргео, 1988. С. 37–44.
16. Крапивнер Р.Б., Гриценко И.И., Костюхин А.И. Сейсмостратиграфия новейших отложений Южно-Баренцевского региона // Кайнозой шельфа и островов Сов. Арктики. Л.: ПГО Севморгеология, 1986. С. 7–14.
17. Николаева С.Б. Палеосейсмические проявления в северо-восточной части Балтийского щита и их геолого-тектоническая позиция // Геоморфология. 2001. № 4. С. 66–74.
18. Осипов В.И. Природа прочностных и деформационных свойств глинистых пород. М.: Изд-во МГУ, 1979. 232 с.
19. Сенин Б.В. Особенности геологического строения Западно-Арктического шельфа Евразии (Баренцево и Карское моря): Дис. в форме доклада по совокупности работ д-ра геол.-мин. наук. М.: МГУ. 82 с.
20. Шипилов Э.В. К тектоно-геодинамической эволюции континентальных окраин Арктики в эпохи молодого океанообразования // Геотектоника. 2004. № 5. С. 26–52.
21. Bondarev V.N., Rokos S.I., Kostin D.A. et al. Underpermafrost accumulations of gas in upper part of the sedimentary cover of the Pechora sea // Russian Geology and Geophysics. 2002. Vol. 43. № 7. P. 587–598.
22. Caston V.N.D., Lane M. Tertiary sediments of the Voring plateau, Norwegian Sea, recovered by Leg. 38 of the

- Deep Sea Drilling Project // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Washington, 1976. Vol. XXXVIII. P. 761–782.
23. *Elverhøi A., Solheim A.* The Barents Sea ice sheet – a sedimentological discussion // *Polar. Res.* 1983. 1 n.s. P. 23–42.
 24. *Flint R.A., Sanders J.E., Rogers J.* Diamictit a substitute term for simmictit // *Geol. Soc. Am. Bul.* 1960. Vol. 71. P. 507–510.
 25. *Hald M., Sattøm J., Nesse E.* Middle and Late Weichselian stratigraphy in shallow drillings from the southwestern Barents Sea: foraminiferal amino acid and radiocarbon evidence. Oslo: Norsk Geologisk Tidsskrift, 1990. Vol. 70. P. 241–257.
 26. *Middleton G.V.* Second International Research Symposium on clastic Tidal Deposits // *Geosci. Can.* 1984. Vol. 16. № 4. P. 246–247.
 27. *Polyak L., Lehman S.J., Gataullin V., Jull A.J.T.* Two-step deglaciation of the southeastern Barents Sea // *Geology.* 1995. Vol. 23. № 6. P. 567–571.
 28. *Polyak L., Mikhailov V.* Post-glacial environments of the southeastern Barents Sea: foraminiferal evidence // *Late Quaternary Paleooceanography of the North Atlantic Margins. Geol. Special Publ.* 1996. № 111. P. 323–337.
 29. *Solheim A., Kristoffersen Y.* Sediments above upper regional unconformity: thickness, seismic stratigraphy and outline of the glacial history // *Norsk Polarinstitutt.* 1984. Skr. 179B. P. 3–26.

Рецензент: Э.В. Шпилов

Rapid Sagging of the Barents Shelf over the Last 15–16 ka

R. B. Krapivner

*Hydrogeological and Geoecological Company (ZAO GIDEK), 15-aya Parkovaya ul. 10a, Moscow, 105203 Russia
e-mail: krapivner@hydec.ru*

Abstract—A number of sedimentary sequences have been identified in the Barents shelf from investigations of the upper part (100–150 m) of the geologic section, including sea drilling and continuous seismoacoustic profiling. The uppermost sequence is represented mostly by clayey and silty-clayey material, which is consolidated only incipiently and therefore recognized easily in the seismic records. The sole of this sequence marks an unconformity caused by a long period of a subaerial regime, fluvial drainage, and a break in sedimentation. The timing of the last transgression is based on radiocarbon datings of foraminifers, mollusk shells, and other organic remains from poorly consolidated sediments. This transgression was of a tectonic rather than a glacioeustatic nature. The sagging proceeded with spatially varying amplitude and rate, and both parameters generally increased from the present-day shallow-water areas toward the deep sea, where the rate of subsidence was 1.4–3.0 cm/yr, i.e., 1–2 orders of magnitude greater than the rate of sedimentation. These phenomena explain why the subaerial landforms that preceded the last marine transgression are well preserved in deepwater shelf areas. It is suggested that the sagging, which caused this transgression, was merely a particular stage of oscillations of the western Arctic margin of Eurasia that lasted from the late Miocene to Quaternary and were genetically or paragenetically related to the evolution of the Arctic oceanic basins.

УДК 551.243(235.222)

СЕЙСМОГЕННЫЕ ДЕФОРМАЦИИ И ПОЛЯ НАПРЯЖЕНИЙ В РАЗЛОМНОЙ ЗОНЕ ЧУЙСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 2003 г., $M_s = 7.5$ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

© 2006 г. О. В. Лунина¹, А. С. Гладков¹, И. С. Новиков², А. Р. Агатова²,
Е. М. Высоцкий², А. А. Еманов³

¹Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128

²Институт геологии СО РАН, Новосибирск, проспект Академика Коптюга, 3

³Геофизическая служба СО РАН, Новосибирск, проспект Академика Коптюга, 3

Поступила в редакцию 04.07.2005 г.

Проведено детальное изучение сейсмогенных деформаций, возникших при Чуйском землетрясении 27 сентября 2003 г. в Горном Алтае ($M_s = 7.5$). Сейсмогенные деформации проявились как в рыхлых отложениях в виде опережающих систем R- и R'-сколов, трещин растяжения и структур сжатия, так и в скальных массивах горных пород, где имели место активизация древних зон расланцевания, обновление и прорастание ранее существовавших трещин, а также формирование новых разрывов и зон грубого дробления. Система сейсмодислокаций представляет собой разломную зону северо-западного простирания шириной не менее 4 км с характерной для правого сдвига внутренней структурой, которая определяется совокупностью закономерно ориентированных одних по отношению к другим структурных элементов. Исходное поле напряжений, которое привело к формированию всего структурного ансамбля сейсмогенных деформаций при Чуйском землетрясении, соответствует сдвиговому типу с ССЗ, почти меридиональным, направлением оси сжатия (σ_1) и ВСВ, почти широтным, направлением оси растяжения (σ_3). Локальные вариации напряженного состояния выразились в незначительном отклонении ориентировки σ_1 к северо-западу или северо-востоку, в кратковременном изменении относительных величин напряжений при сохранении их пространственной ориентировки и в увеличении угла наклона σ_1 по отношению к горизонту перед уже существующим тектоническим нарушением. Сопоставление внутреннего строения сейсмогенной разломной зоны с тектонофизической моделью разрывообразования в крупных континентальных системах с правосдвиговым характером смещения свидетельствует, что особенности распределения опережающих разрывов отвечают поздней дизъюнктивной стадии развития структуры, когда магистральный разрыв еще не сформировался полностью, но его сегменты уже отчетливо проявляются. Показано, что даже в поверхностных условиях при высоких скоростях движений структурообразование в существенно разных типах пород происходит по общим законам деформации твердых тел.

ВВЕДЕНИЕ

Чуйское землетрясение с $M_s = 7.5$, произошедшее 27 сентября 2003 г., – самое крупное на территории юго-восточной части Горного Алтая за инструментальный период сейсмологических наблюдений (рис. 1, А). В отличие от Монгольского и Гобийского Алтая, известного своими катастрофическими землетрясениями [20, 24], в Горном Алтае и его ближайшем обрамлении ранее были отмечены только два сильных сейсмических события [12, 24]: 21.09.1923 г. с $M = 6$ и 14.06.1990 г. с $M = 6.6$ –6.9. Эпицентральная область первого специалистами не посещалась, и ее точное местоположение неизвестно. Гипоцентр главного толчка второго находился на глубине 35–40 км, что обусловило слабое проявление поверхностных деформаций. Были зафиксированы лишь небольшие трещины, грязевые и водопесчаные выбросы из трещин и грифонов, а также мелкие обвалы коренных пород [24]. Чуйское землетрясение по

сравнению с двумя предыдущими является уникальным по нескольким причинам. Во-первых, его эпицентр оказался в центре локальной сети станций, развернутой Геофизической службой СО РАН в августе 2002 г., что позволило изучать особенности сейсмического процесса в эпицентральной области до и после Чуйского землетрясения [6, 12]. Во-вторых, при землетрясении образовалась протяженная зона сейсмогенных деформаций. В-третьих, значительный сегмент этой зоны оказался доступным для детального полевого обследования [2–4, 10].

А.Р. Геодаков и др. [4] первыми опубликовали материалы предварительного полевого обследования эпицентральной области Чуйского землетрясения. Они проследили систему поверхностных сейсморазрывов запад-северо-западной ориентировки на протяжении 20 км. Наши исследования, проведенные в мае 2004 г., показали, что сейсморазрывы протягиваются более чем на 30 км [30].

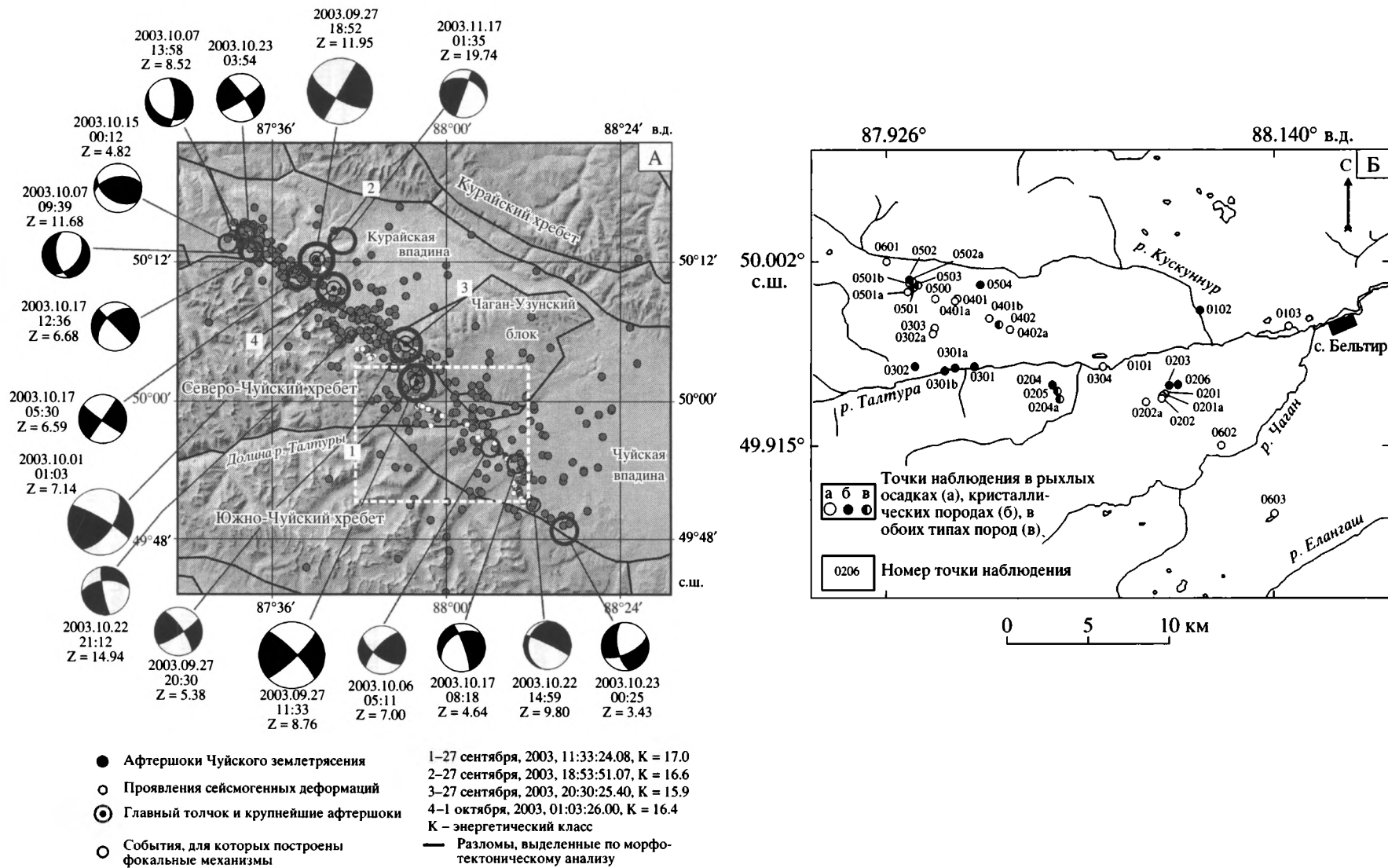


Рис. 1. Местоположение эпицентральной области Чуйского землетрясения и участка детальных геолого-структурных и тектонофизических исследований А – наиболее сильные сейсмические события в сентябре–октябре 2003 года, проявления поверхностных сейсмогенных деформаций на протяжении 56 км и фокальные механизмы главных толчков и основных афтершоков. Данные о положении эпицентров, глубине очагов (Z) и фокальных механизмах получены Геофизической службой СО РАН. Пунктиром показан участок детальных исследований, соответствующий рисунку 1, Б. Б – положение точек наблюдений и их номера

В июле 2004 г. Е.М. Высоцкий и др. [3] расширили площадь изучения и установили, что зона поверхностных деформаций превышает 56 км при ширине на отдельных участках до одного километра.

Цель настоящего исследования заключалась в дополнении традиционных сейсмогеологических наблюдений тектонофизическим анализом, позволяющим изучить: 1) особенности организации внутренней структуры вновь образованной зоны сеймотектонических разрывов с точки зрения законов деформации твердых тел; 2) установить соотношения ранее существовавшей и вновь образованной разломных систем; 3) реконструировать поля напряжений, ассоциируемые с сейсмическими событиями 2003 г. Решения этих задач способствуют не столько получению новых данных по региональной тектонике Горного Алтая, сколько выявлению закономерностей проявления сеймотектонических деформаций и подтверждению тектонофизической модели разрывообразования в континентальной разломной зоне.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ТЕКТОНИКЕ РЕГИОНА

Горный Алтай, расположенный на территории Российской Федерации, рассматривают как западную ветвь Алтае-Саянской складчатой области и/или как северное продолжение Монгольского и Гобийского Алтая [4, 12, 13]. Все эти горные системы входят в состав Центрально-Азиатского подвижного пояса. Юго-восточная часть Горного Алтая (Юго-Восточный Алтай) включает в себя ряд хребтов (Курайский, Айгулакский, Северо-Чуйский, Южно-Чуйский, Чихачева) и плато (Укок и Сайлюгем), разделенных долинами рек и межгорными впадинами (Сорулукольской, Курайской, Чуйской, Самахинской, Тархатинской и Бертекской). Отметки рельефа расположены на абсолютных высотах более 2000 м. Ниже опускаются лишь днища депрессий, а осевые части горных сооружений часто превышают 3500 м.

Согласно современным представлениям земная кора Алтайского региона разбита на многочисленные блоки и находится в состоянии преобладающего сжатия, ось которого простирается в северо-северо-восточном–юго-юго-западном, меридиональном и северо-северо-западном–юго-юго-восточном направлениях [8, 9, 12, 17]. Последние согласуются с ориентировками горизонтальных векторов смещений, полученным по данным GPS-геодезии [15]. Однако при относительной устойчивости направлений осей максимального укорочения, поле сеймотектонических деформаций по данным о механизмах очагов землетрясений характеризуется сложной мозаичной структурой, что проявляется в изменчивости ориентировок их главных осей, а также в вариациях величин деформаций в отдельных блоках [9].

Кроме того, на фоне доминирующего сжатия отмечается значительное проявление деформаций сдвига и растяжения [17]. Большинство авторов считает, что новейшая эволюция тектонических структур описываемого региона связана с влиянием коллизии Индийской и Евразийской плит, которая привела к преимущественно сдвиговым смещениям по наиболее крупным разломам Алтая [1, 12, 15, 22, 25 и многие другие].

Сейсмические события в сентябре–октябре 2003 года произошли в юго-восточной части Алтая на границе Северо- и Южно-Чуйского хребтов с Курайско-Чуйской системой межгорных впадин, а главный толчок этой последовательности землетрясений имел место между Северо-Чуйским и Чаган-Узунским блоками (см. рис. 1, А). Последний разделяет единую Курайско-Чуйскую систему впадин на две депрессии, заложенные на палеозойском фундаменте и заполненные кайнозойскими осадками. Разломная структура Юго-Восточного Алтая изучена, главным образом, сейсмогеологическими и геоморфологическими методами [7, 12, 13, 28]. Основными структурами являются дизъюнктивы СЗ простираения. Наряду с ними выделяется субширотный разлом, разделяющий Северо-Чуйский и Южно-Чуйский неотектонические блоки и выраженный в рельефе долиной р. Талтуры (см. рис. 1, А). Разрывные нарушения СВ простираения имеют второстепенное значение. По мнению большинства исследователей основными сейсмоконтролирующими структурами описываемого региона являются зоны глубинных разломов широтного и северо-западного простираения, хотя разрывные нарушения других направлений также имеют признаки плейстоцен-голоценовой активизации. В пределах Курайско-Чуйской системы впадин и прилегающей территории обнаружены палеосейсморазрывы, характерные для землетрясений с магнитудой, достигающей 7.5 и даже более [13, 28].

МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЙ ПОДХОД

Для изучения внутренней структуры зоны разрывных деформаций и полей напряжений в эпицентральной области Чуйского землетрясения была создана сеть точек геолого-структурных и тектонофизических наблюдений на участке протяженностью около 30 км от реки Елангаш до реки Кускуннур (см. рис. 1, Б). Это участок интенсивно расчлененного рельефа на западном замыкании Чуйской впадины, где система сейсмогенных разрывов отчетливо проявилась на поверхности, пересекая долины и водоразделы рек. Долины и частично водоразделы перекрыты рыхлыми валунно-галечными, обломочными, суглинистыми и песчанистыми отложениями среднего и верхнего плейстоцена и голоцена. Коренные выходы, представленные в основном девонскими кристал-

лическими сланцами, обнажаются в бортах водотоков и на вершинных участках.

При полевом обследовании в точках наблюдения проводилось описание, фотосъемка и измерение пространственных (азимуты падения и/или простирания, угол падения) и кинематических (штрихи на плоскостях скольжения, смещения маркеров) параметров сейсмогенных разрывных и других сопутствующих структур как в рыхлых отложениях, так и в скальных выходах горных пород. Особое внимание уделялось изучению зон дробления, расланцевания, трещиноватости и взаимоотношению разрывов, возникших во время Чуйского землетрясения и существовавших ранее. Полученные данные использовались для картирования и детальной характеристики особенностей внутреннего строения зоны современных сейсмоструктурных разрывов и более древней разломной сети.

В 21 из 36 точек наблюдения были сделаны массовые замеры трещиноватости, диаграммы которых использовались для выявления сопряженных систем разрывов методом П.Н. Николаева [11] и реконструкции индивидуальных решений о полях напряжений. Оси главных нормальных напряжений восстанавливались согласно положению, что линия пересечения двух сопряженных плоскостей скальвания совпадает с направлением действия промежуточного вектора напряжений (σ_2), ось главного сжимающего напряжения (σ_1) – с направлением биссектрисы острого угла между трещинами, ось главного растягивающего напряжения (σ_3) – с направлением биссектрисы тупого угла [5]. В точке наблюдения 0301, для которой записаны штрихи скольжения с однозначным определением типа подвижки по смещению маркеров, поле напряжений дополнительно реконструировано кинематическим методом [32], основанным на известной работе Ж. Анжелъе [19]. Все полученные индивидуальные решения позволили выявить локальные вариации напряженного состояния в зоне сейсмогенного разлома.

Для реконструкции общего регионального поля напряжений, которое инициировало Чуйское землетрясение и привело к формированию всего структурного ансамбля деформаций, использовались результаты комплексного анализа, включающие выявленные особенности внутреннего строения зоны сейсмогенного разлома, измеренные смещения, анализ диаграмм трещиноватости и штрихов скольжения.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Сейсмогенные деформации в рыхлых осадках

Сейсмогенные деформации в рыхлых осадках проявились достаточно интенсивно. Они представлены следующими типами структур:

- 1) системами опережающих сдвиговых разрывов, известных как R- и R'-сколы (рис. 2);
- 2) трещинами растяжения (рис. 3, А);
- 3) структурами сжатия (рис. 3, Б и В).

Необходимо пояснить, что под опережающими разрывами понимаются разрывные нарушения, возникающие и эволюционирующие в разломной зоне до появления в ее пределах магистрального сместителя [14, с. 9]. Их основными типами являются сколы Риделя (R- и R'-сколы).

Анализ направлений сейсмогенных разрывов (рис. 4, А) свидетельствует о существенном преобладании дислокаций северо-западной ориентировки ($280\text{--}350^\circ$) с наиболее четким максимумом $290\text{--}330^\circ$, соответствующим R-сколам. R'-сколы проявлены слабее и простираются на $350\text{--}30^\circ$. Сдвиги характеризуются раскрытием от первых сантиметров до первых метров, что во многих случаях обусловлено проявлением сил гравитации. Следы горизонтальных перемещений уверенно определяются по сдвинутым бортам трещин (рис. 5, А–В и Е). Розы-диаграммы простираний сдвиговых разрывов с разными направлениями подвижек показывают, что СЗ и ЗСЗ разрывы характеризуются правосторонними смещениями (см. рис. 4, Б), а СВ и ССВ – левосторонними (см. рис. 4, В). Максимальная амплитуда правого сдвига (2.5 м) зафиксирована в точке наблюдения 0402 по разрыву с простиранием 290° . Максимальные амплитуды левого сдвига (0.2 м) отмечены в точках наблюдения 0601 и 0603 по разрывам с простираниями 10 и 25° . Вертикальная компонента смещения проявляется реже: наибольшие сбросовые смещения (1 м в точке наблюдения 0402) типичны для трещин СЗ направления, наибольшие взбросовые – для трещин, ориентированных на ВСВ. Видимая глубина непрерывающихся разрывов длиной в десятки–первые сотни метров измеряется метрами. Далее они засыпаны обломочным материалом. По словам очевидцев, спустя год после землетрясения спелеологи спускались в трещины до глубины 50 м.

Распределение опережающих разрывов характеризуется ярко выраженной дифференциацией. В одних случаях они представлены четкими одним или двумя субпараллельными дизъюнктивами и более мелкими разрывами, плотность которых невелика по сравнению с другими участками разломной зоны (см. рис. 2, Б). Местами такие сегменты осложнены отдельными поперечными трещинами (см. рис. 2, В). Описанные участки чередуются с областями высокой концентрации опережающих разрывов, представляющих собой эшелонированную систему кулисообразно подставляющих одна другую трещин (см. рис. 2, Д).

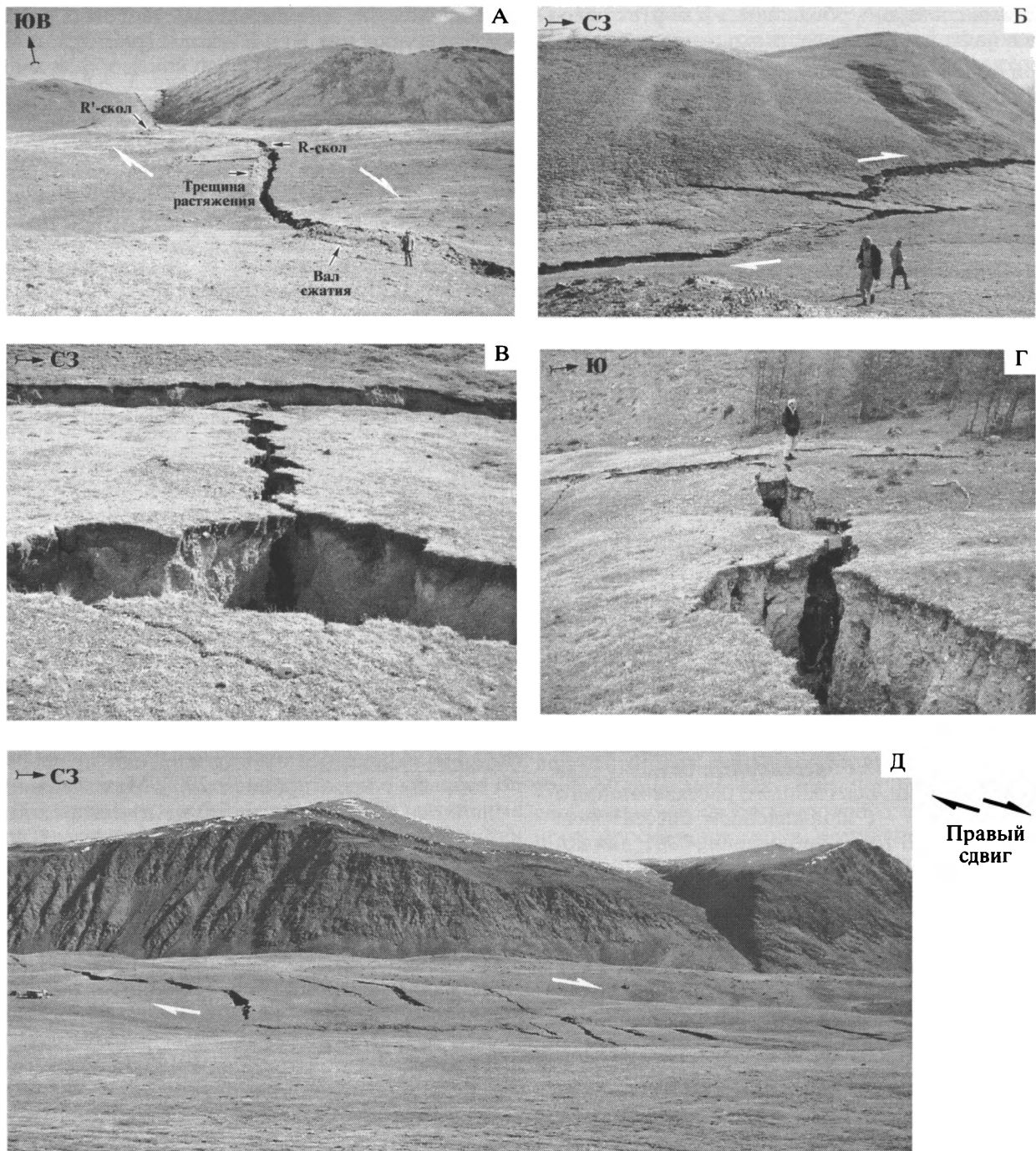


Рис. 2. Сейсмогенные сдвиговые разрывы в отложениях плейстоцена и голоцена: А – общий вид крупного разрыва на водоразделе р. Талтура и Кускуннур; Б – субпараллельные разрывы в точке наблюдения 0402; В – поперечный разрыв, соединяющий две субпараллельные дислокации в точке наблюдения 0402 (фрагмент рис. Б); Г – узел пересечения разрывов в точке наблюдения 0202; Д – эшелонированная система кулисообразно подставляющих одна другую трещин на водоразделе р. Талтура и Кускуннур

В пределах участков узловых пересечений R- и R'-сколов (см. рис. 2, Г) строение зоны выглядит особенно сложным, и подвижки по трещинам одного и того же направления могут быть противоположными. В одном из узлов пересечений крупных разрывов на склоне правого борта долины

р. Талтура произошел сейсмообвал размерами $\sim 1 \times 0.85$ км (рис. 6). Рядом расположены два древних значительно удаленных от стенки отрыва сейсмообвала, что служит еще одним доказательством катастрофических землетрясений прошлого в Юго-Восточном Алтае.

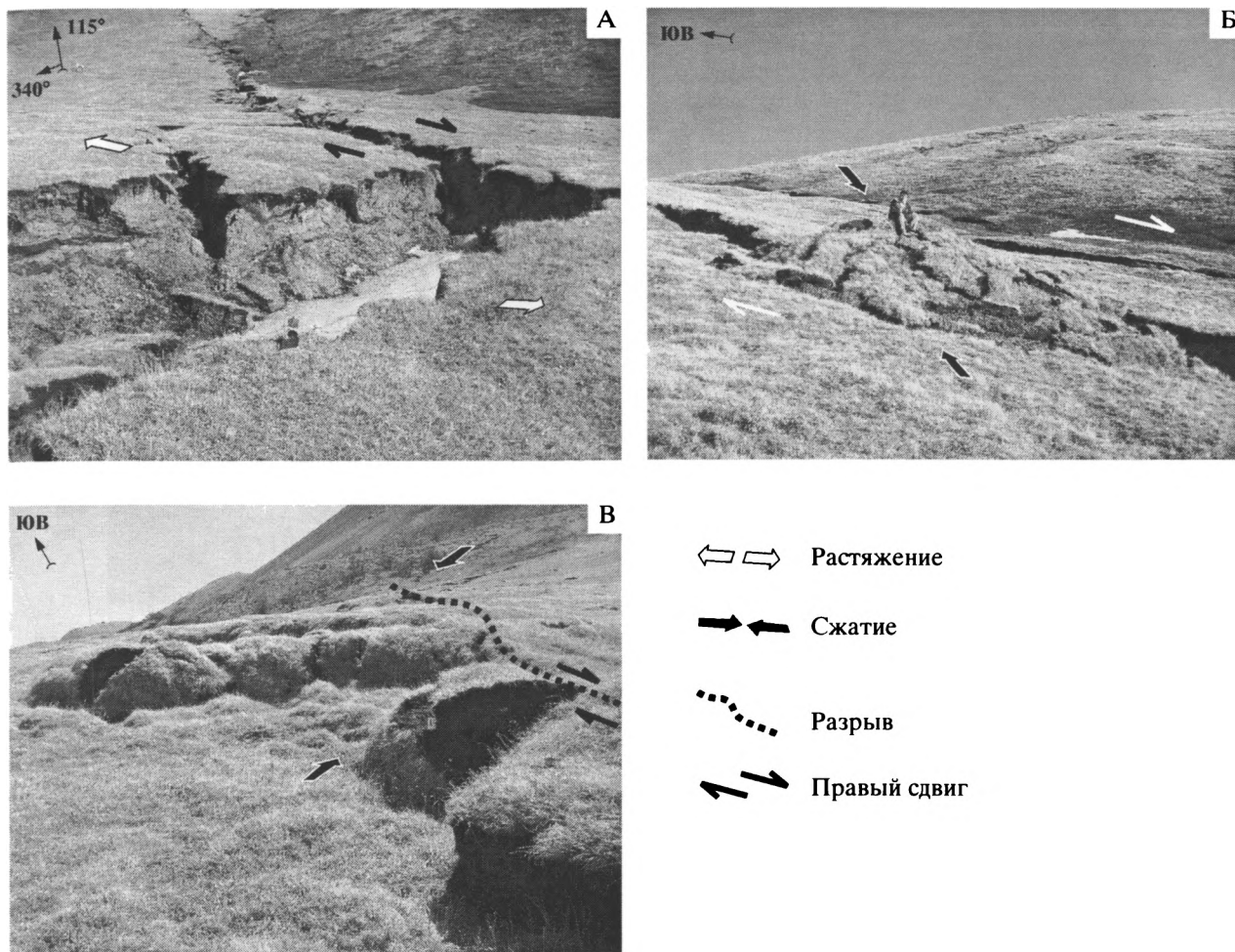


Рис. 3. Сейсмогенные деформации в отложениях верхнего плейстоцена и голоцена, осложняющие крупные сдвиги: А – трещина растяжения в сочетании со сдвиговым опережающим разрывом в точке наблюдения 0401b; Б – вал сжатия между точками наблюдения 0401b и 0402; В – складки в точке наблюдения 0601

Детальное рассмотрение строения опережающих разрывов в рыхлых осадках позволяет получить представление о динамике и условиях их прорастания. Во-первых, они состоят из разрывов более низкого иерархического уровня длиной не более 1 м, образующих систему сопряженных трещин (см. рис. 5, А). Взаимные противоположные смещения по ним приводят к формированию ромбовидных блоков (см. рис. 5, Б) и структур типа “пулл-апарт” (см. рис. 5, В). Это определяет общую синусоидальную форму опережающих разрывов разной протяженности и может отражать характер распространения сейсмических колебаний (вариации направлений и амплитуд сейсмических волн) в упругой среде. Во-вторых, отмечены факты (см. рис. 5, Г–Е), свидетельствующие о том, что при быстрых импульсных движениях в процессе формирования разрыва среда реагирует на динамическое воздействие как однородное тело, несмотря на наличие многочисленных включений обломков крепких пород и пней деревьев.

Трещины растяжения, располагающиеся обычно вблизи окончаний R-сколов, представлены рвами шириной от 2 до 7 м (см. рис. 3, А). Структуры сжатия выражены в основном валами и буграми (см. рис. 3, Б) длиной до 12–15 м. На склонах их протяженность может быть больше. В точке 0601 наблюдались складки (см. рис. 3, В). Несмотря на их сейсмогравитационную природу, ориентировка шарниров складок (80° – генерализованная) и прослеживаемый рядом правый сдвиг ЗСЗ простираения указывают на то, что эти структуры сформировались в едином поле напряжений. Трещины растяжения и структуры сжатия ориентированы перпендикулярно одна другой и характеризуются направлениями 340–350° и 70–90°, соответственно (см. рис. 3, Г и Д).

Анализ данных по сейсмогенным деформациям в рыхлых отложениях показывает, что образовавшаяся при Чуйском землетрясении система сейсморазрывов представляет собой разломную

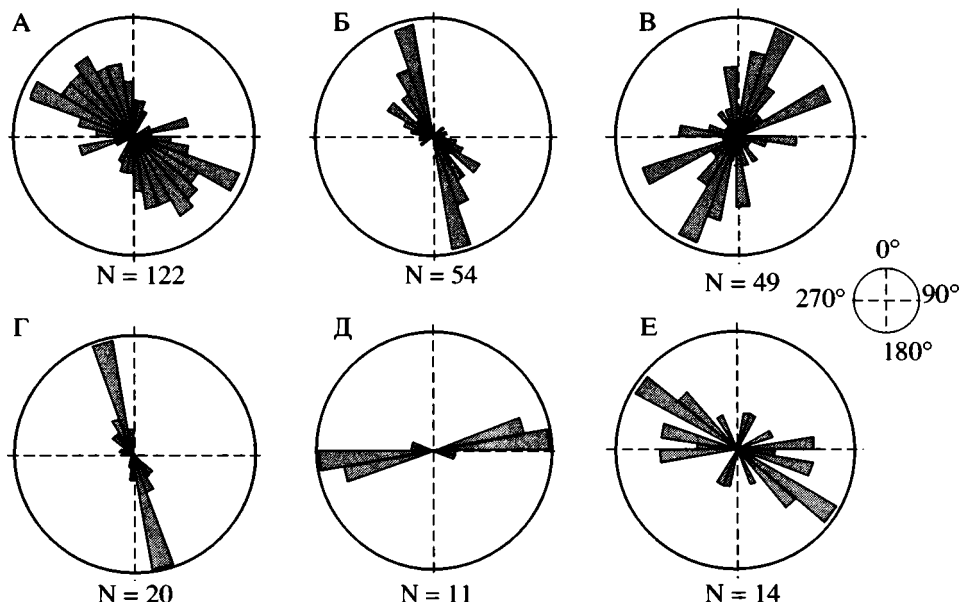


Рис. 4. Розы-диаграммы ориентировок различных структурных элементов в разломной зоне: А – сейсморазрывы в рыхлых отложениях; Б – сейсмогенные трещины с правосторонним сдвиговым смещением; В – сейсмогенные трещины с левосторонним сдвиговым смещением; Г – трещины растяжения; Д – длинные оси валов сжатия; Е – крупные сейсморазрывы, пересекающие выходы скальных пород. N – количество измерений. Окно осреднения 10°

зону СЗ простирания с характерной для правого сдвига внутренней структурой, определяемой совокупностью закономерно ориентированных одних по отношению к другим структурных элементов.

Сейсмогенные деформации в коренных породах

В коренных породах явные сейсмогенные деформации Чуйского землетрясения наблюдались в точках наблюдения 0203, 0204а, 0205, 0301, 0301а, 0501, 0502а, 0503, 0504. Они проявились в виде:

- 1) активизации (раскрытии) древних зон расланцевания и обновлении отдельных трещин со смещениями с амплитудой до первых десятков сантиметров (рис. 7, А и Б);
- 2) роста ранее существовавших крутопадающих трещин (см. рис. 7, В);
- 3) формирования новых разрывов и зон грубого дробления (см. рис. 7, Г, Д и Е).

Наиболее благоприятными для активизации оказались древние мощные зоны разломов СЗ и субширотного направлений. Причем, чем более раздроблен кристаллический массив, тем больший объем вовлекался в деформационный процесс путем малоамплитудных подвижек по относительно мелким (длиной до 2 м) разрывам. Яркий пример такого проявления сейсмогенных деформаций наблюдался в точке наблюдения 0301, в зоне разлома вдоль р. Талтура, с мощностью основного сместителя не менее 80–100 м и аз. пад. $355-0^\circ \angle 80-85^\circ$. В менее нарушенных скальных

выходах вдоль “залеченных” зон расланцевания образовались сейсмогенные разрывы с зиянием 0.1–0.3 м, которые единичными швами трассируются через коренные породы и рыхлые отложения (см. рис. 7, А). Мелкие обновленные и вновь образованные трещины расположены кулисообразно по отношению к крупным разрывам, указывая на правосторонний характер смещений (см. рис. 7, Б).

Очевидные следы быстрого прорастания ранее существовавших крутопадающих трещин наблюдались в точке наблюдения 0504 (см. рис. 7, В), расположенной в правом борту р. Кускуннур. Здесь же в слабо трещиноватых, почти монолитных кристаллических сланцах со “спаянной” субгоризонтальной расланцовкой и редкими субвертикальными трещинами при землетрясении 27.09.2003 г. образовались зоны грубого дробления с аз. пад. $20-30^\circ \angle 80-85^\circ$ (см. рис. 7, Г) и $110^\circ \angle 75-80^\circ$ мощностью от 0.2 до 3 м.

Четкие сейсмогенные разрывы протяженностью от десятков до первых сотен метров задокументированы на СЗ склоне и вершине горы Номодокл в точках наблюдения 0502а и 0503 (см. рис. 7, Д, Е). Дислокации разной ориентировки образуют здесь сложный разрывной узел, в пределах которого вдоль отдельных сегментов крупных разрывов СЗ простирания наблюдались как право-, так и левосторонние сдвиговые подвижки. Такая же ситуация характерна для разрывов СВ простирания. Противоположные смещения по трещинам одного и того же направления обусловлены, вероятно, разной скоростью движения

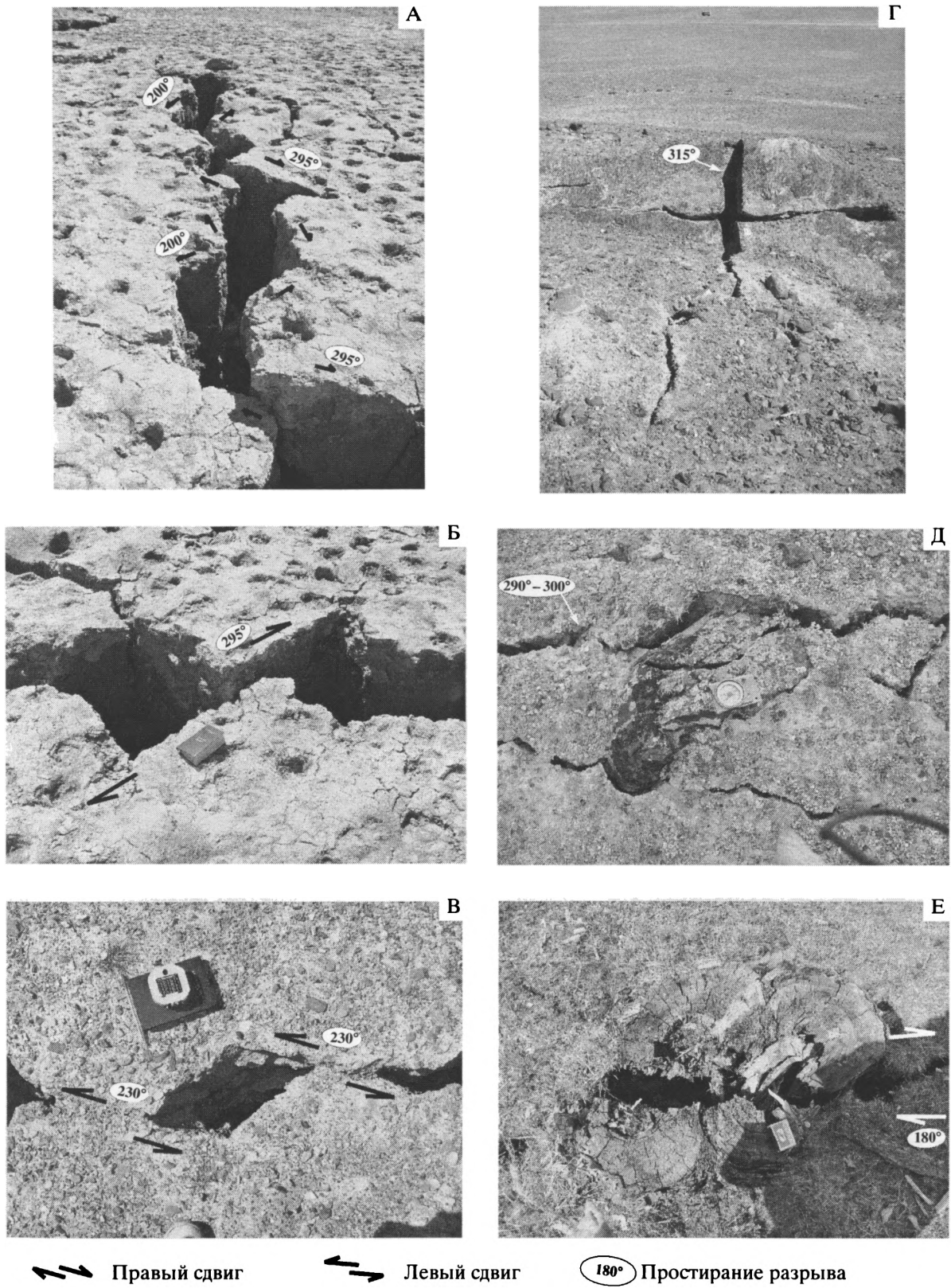


Рис. 5. Детальные фрагменты сейсморазрывов в рыхлых осадках: А – разрыв, состоящий из отдельных мелких трещин; Б – ромбовидные блоки; В – структуры типа “пулл-апарт”; Г – сейсморазрыв в рыхлых осадках, раскалывающий валун размером более 3 м; Д – трещины, секущие гальку и почву в одном направлении; Е – правосдвиговое смещение пня по субмеридиональному разрыву вблизи узла пересечения нескольких сейсморазрывов (нехарактерное смещение для общей структурной ситуации)

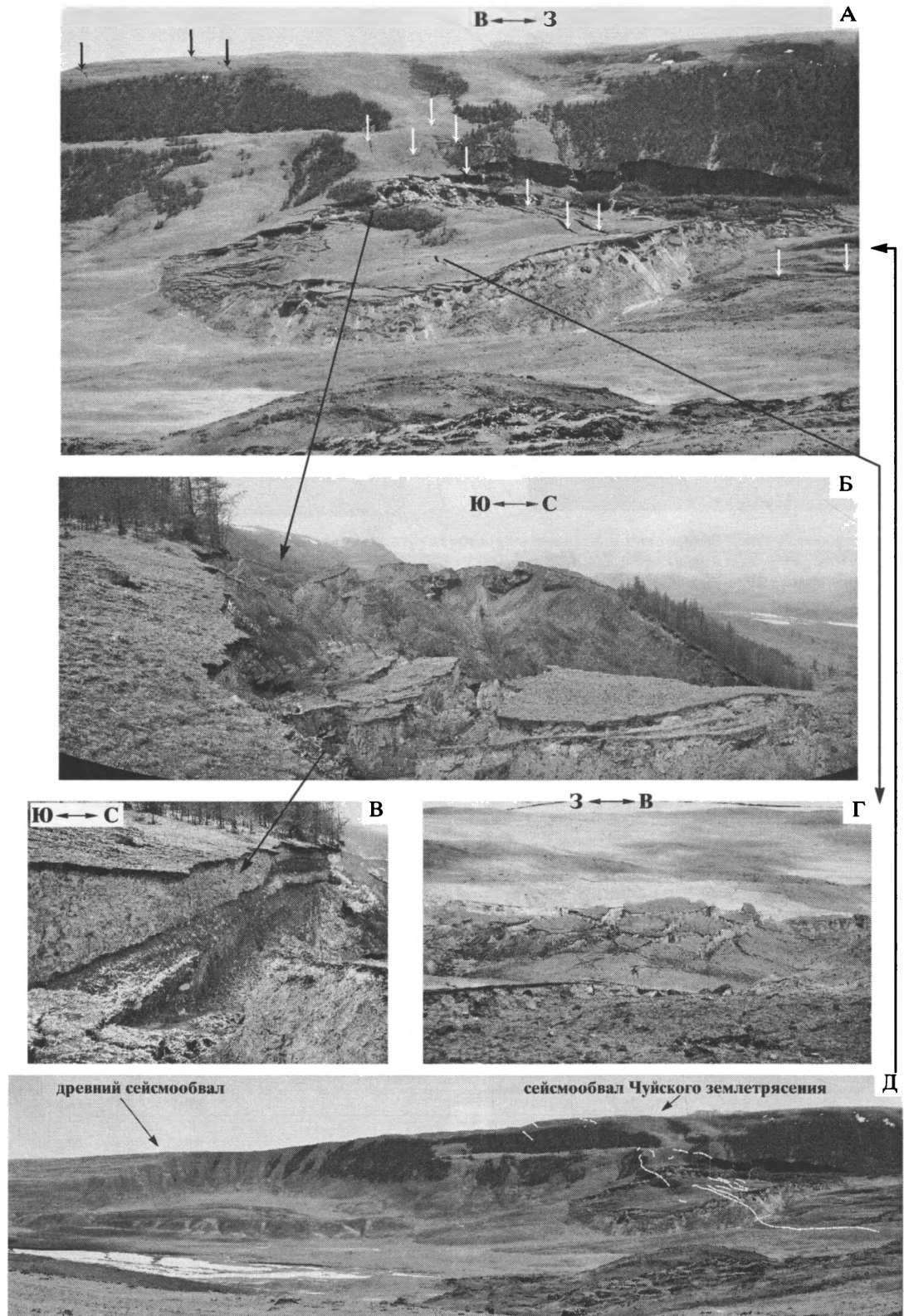


Рис. 6. Сейсмообвал, образованный при Чуйском землетрясении, в долине р. Талтура: А – общий вид; Б – тыловая часть сейсмообвала; В – стенка отрыва в тыловой части; Г – системы трещин, формирующие блоки в теле сейсмообвала; Д – древний и вновь образованный сейсмообвалы. Пунктиром и стрелками на снимках показаны основные сейсморазрывы

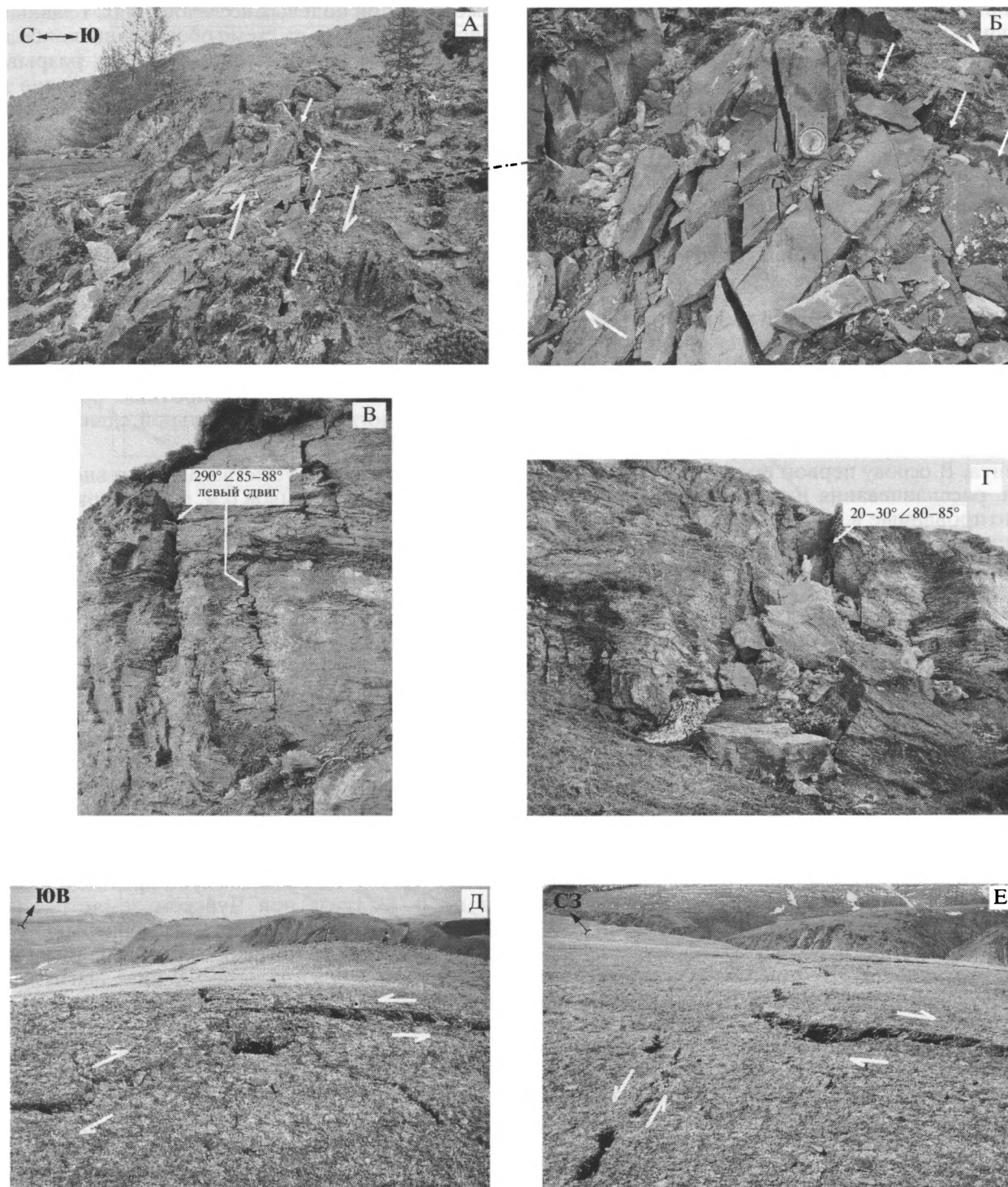


Рис. 7. Сейсмогенные деформации Чуйского землетрясения в коренных породах: А – активизация (раскрытие) древней зоны расланцевания с аз. пад. 30° (210°) \angle $85-88^\circ$ в точке наблюдения 0205; Б – вновь образованные и подновленные трещины, располагающиеся кулисами под правый сдвиг к основному сместителю (фрагмент рис. А); В – следы быстрого прорастания ранее существовавших крутопадающих трещин в точке наблюдения 0504; Г – образовавшаяся при землетрясении зона грубого дробления в точке наблюдения 0504; Д и Е – узлы пересечения сейсморазрывов, сформировавшихся при Чуйском землетрясении на вершине горы Номодокл в точке наблюдений 0503. Остальные усл. обозначения см. на рис. 6

блоков, которые сформировались в разрывном узле при Чуйском землетрясении в пределах данного участка сейсмогенной разломной зоны.

Преобладающая ориентировка задокументированных сейсмогенных разрывов, рассекающих обнажения коренных пород, 300–320° (см. рис. 4, Е). Также отмечаются обновленные разрывы с простиранием 330–340°, 20–30° и 80–110°. В целом, ориентировка сейсмодислокаций в коренных выходах, их кинематические характеристики, особенности строения и взаимоотношения разрывов похожи на таковые в рыхлых осадочных отложениях.

Соотношение ранее существовавшей и вновь образованной разломных систем

Для того чтобы оценить степень унаследованности древней структуры сейсмогенными разрывами Чуйского землетрясения, нами были составлены две схемы разломного строения изученного сегмента. В основу первой положены зоны дробления, расщепления и трещиноватости, задокументированные в коренных породах докайнозойского возраста. Эта схема отражает ту сеть разрывов, которая существовала до Чуйского землетрясения (рис. 8, А). Она определяется главными северо-западными и субширотными разломами с мощностью зон основных сместителей более 5 м и второстепенными северо-северо-восточными разломами, большинство из которых имеют мощность зон дробления до 5 м. В центральной части участка самые протяженные разломы СЗ и субширотного направлений образуют крупный узел пересечения. С учетом характера дробления и трещиноватости оба эти разлома в прошлом, вероятно, были сдвигами, однако их геометрическое взаимоотношение не позволяет рассматривать их как сопряженные. Скорее всего, они развивались как независимые структуры и каждый из них мог генерировать значимые сейсмические события. В пользу этого предположения свидетельствует тектоническая модель А.М. Шенгера и его соавторов [30], которая показывает, что в течение всей палеозойской эволюции Азии именно сдвиговые структуры разных направлений играли определяющую роль. Для Горного Алтая эта тенденция сохраняется и в кайнозое. В неоген-четвертичное и настоящее время в пределах изучаемого участка одновременно могли развиваться СЗ и ССВ разломы, которые, по-видимому, и являются сопряженными сдвигами, сформировавшимися при субмеридиональном сжатии и субширотном растяжении.

Используя данные обо всех изученных сейсмогенных деформациях, мы составили вторую схему, которая отражает внутреннее строение зоны разлома СЗ простирания, сформировавшейся при Чуйском землетрясении (см. рис. 8, Б). Она несет информацию о кинематике разрывов и наиболее

значимых амплитудах смещений, которые были замерены при полевых исследованиях. Главными сейсморазрывами на схеме обозначены наиболее протяженные системы опережающих разрывов R-типа и самые значимые по длине и ширине зоны разрывов R'-типа. Рис. 9, Б показывает все особенности внутреннего строения, которые детально описывались выше. Прежде всего, к ним относится неравномерное распределение опережающих разрывов. В одних случаях это отдельные крупные дислокации, в других – более мелкие разрывы, выстраивающиеся в эшелонированную систему кулис. В целом сочетание всех типов новообразованных структур представляет собой единый парагенез, в котором СЗ и ССЗ разломы – правые сдвиги, иногда со сбросовой или раздвиговой компонентой, СВ и ССВ разломы – левые сдвиги, субширотные разломы – взбросы иногда с незначительной сдвиговой составляющей.

Сопоставление существовавшей и вновь образованной сети разрывов (см. рис. 8) показывает, что система сейсмодислокаций Чуйского землетрясения в определенной степени наследует более древнюю структуру. Протяженные разрывы ЗСЗ и СЗ простирания вспарывались вдоль древних зон расщепления (см. рис. 7, А). Менее протяженные эшелонированные системы трещин зачастую расположены под некоторым углом к ним. Мы предполагаем, что разломы СЗ направления, откартированные в древних породах, являются фрагментами крупной разломной зоны докайнозойского заложения. Ее отдельные сегменты, вероятно, являются активными на новейшем этапе, что нашло отражение на карте (см. рис. 1, А), на которой серия разломов СЗ простирания ограничивает юго-западный борт Курайско-Чуйской системы впадин. Активизация субширотного разлома по р. Талтура при Чуйском землетрясении проявилась гораздо слабее. Сейсморазрывы этого направления активизировались и формировались южнее, образуя систему в виде выгнутой к югу дуги.

Анализ диаграмм трещиноватости и поля напряжений

Диаграммы массовых замеров трещиноватости показывают, что в рыхлых отложениях (см. рис. 9, А), за редким исключением, наиболее ярко проявлены системы, отвечающие R- и R'-сколам правосторонней сдвиговой зоны СЗ простирания. Как правило, R- и R'-сколам соответствуют максимумы трещиноватости СЗ, ССЗ и СВ, ССВ ориентировки. В коренных породах (см. рис. 9, Б), где присутствуют древние разрывные нарушения северо-западного направления или массив относительно слабо нарушен, R- и R'-сколы также проявлены хорошо (см. рис. 9, Б, точки наблюде-

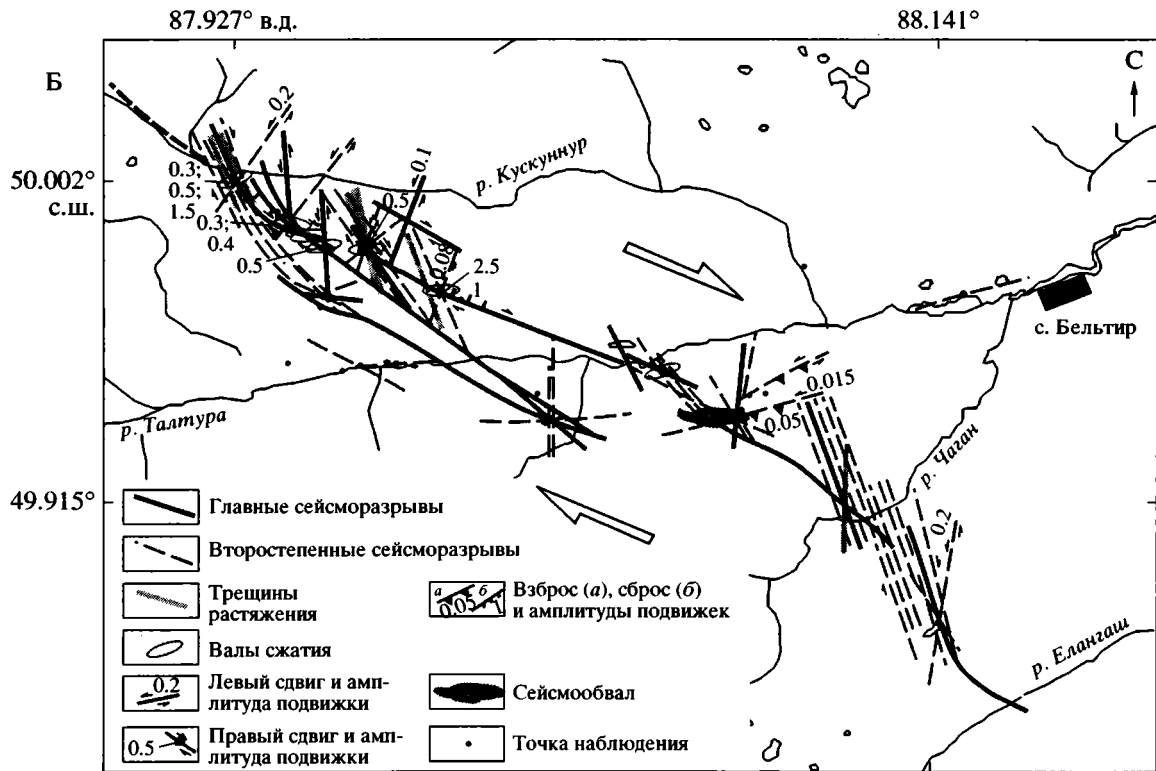
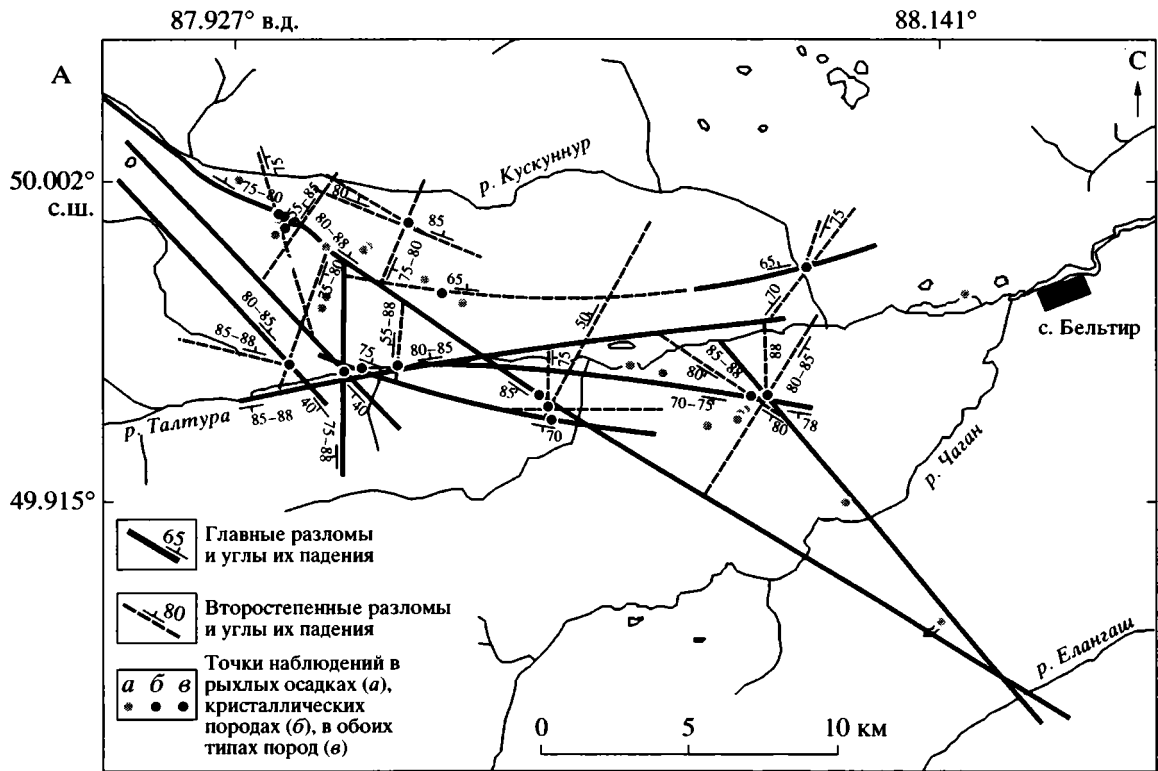
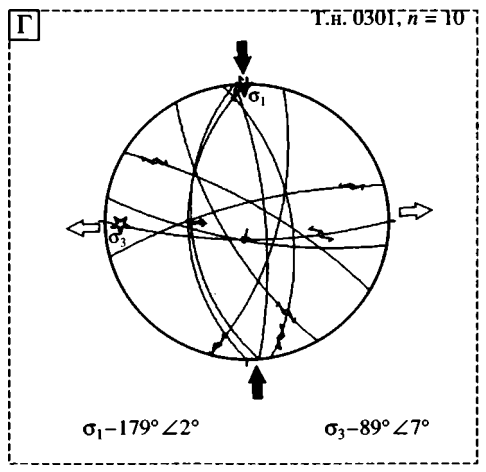
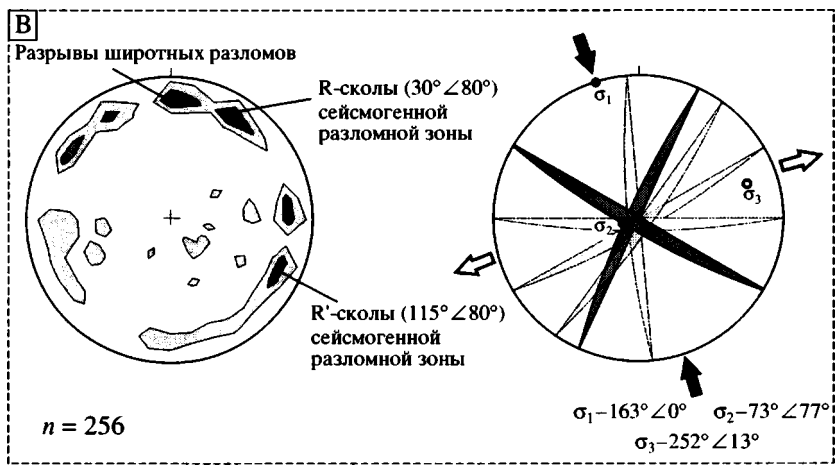
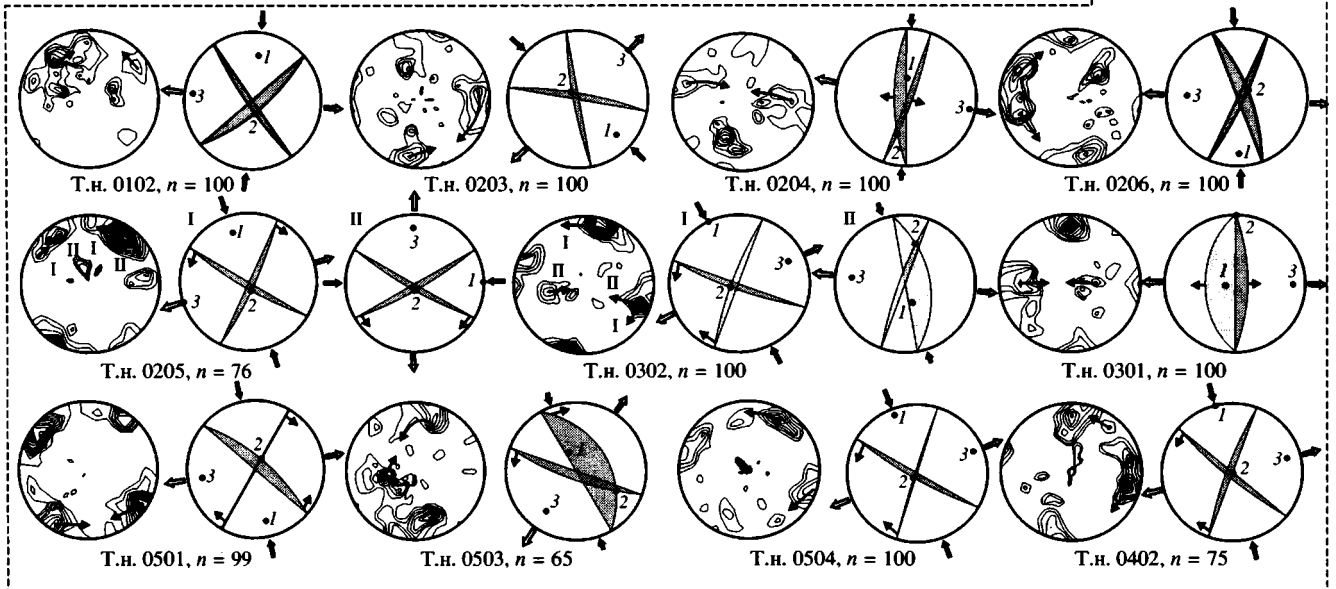
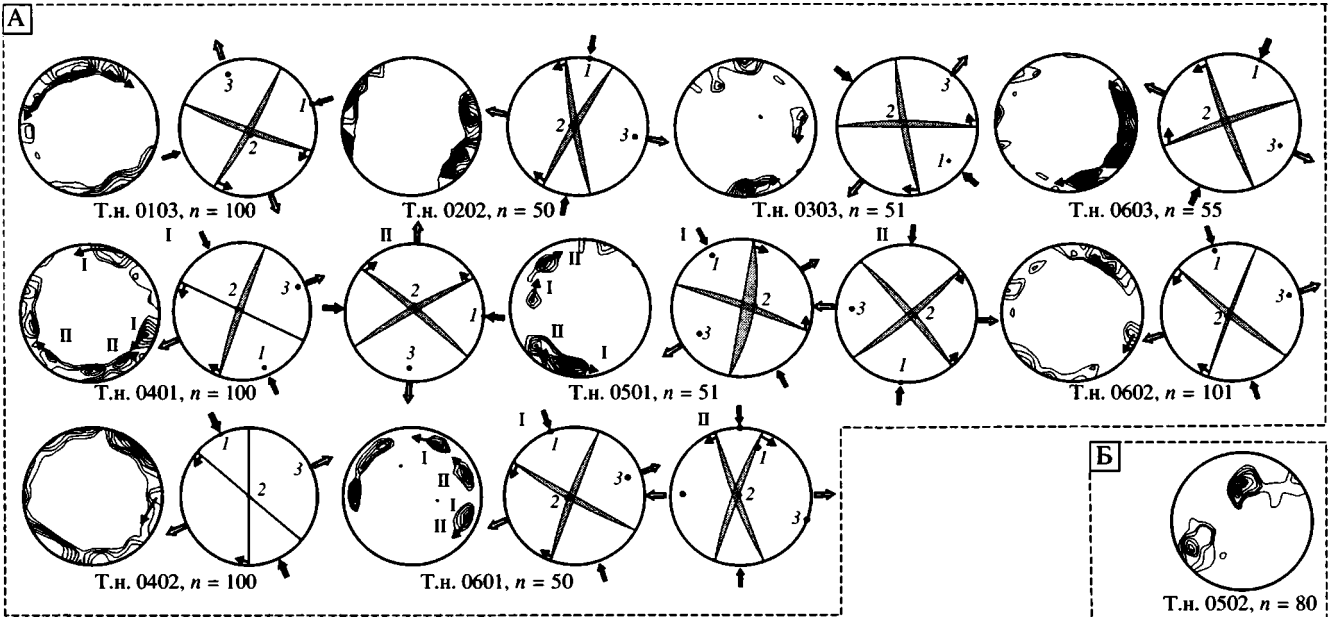


Рис. 8. Схемы разломного строения изученного сегмента

А – схема разломно-блокового строения изученного сегмента, отражающая сеть разрывов, которая существовала до Чуйского землетрясения; Б – схема внутреннего строения зоны разрывных деформаций Чуйского землетрясения



ния 0203, 0205, 0206, 0302, 0501, 0503, 0504), а структурные рисунки на диаграммах часто похожи на структурные рисунки трещиноватости в рыхлых четвертичных осадках (см. рис. 9, Б, точки наблюдения 0205, 0302, 0501, 0504). В зонах субширотных разломов R-сколы (см. рис. 9, Б, точки наблюдения 0402, 0102), R'-сколы (см. рис. 9, Б, точки наблюдения 0502, 0204) или и те, и другие (см. рис. 9, Б, точка наблюдения 0301) нередко затушевываются. В целом, судя по диаграммам массовых замеров (см. рис. 9, А и Б) и синоптической диаграмме максимумов трещиноватости (см. рис. 9, В), большинство R-сколов и главный сейсмогенный разлом падают на ССВ под углом 80° .

При анализе диаграмм трещиноватости по методу П.Н. Николаева [11] в большинстве случаев четко устанавливается одна пара сопряженных систем трещин, реже две (см. рис. 9, А и Б) или ни одной, как в точке наблюдения 0502 (см. рис. 9, Б). Результаты реконструкций полей напряжений показывают, что решения, полученные для рыхлых отложений и скальных пород, очень похожи (см. рис. 9, А и Б). Большинство из них соответствуют сдвиговому типу (векторы сжатия σ_1 и растяжения σ_3 имеют угол наклона $0-30^\circ$, промежуточный вектор $\sigma_2 - 61-90^\circ$). σ_1 склоняется преимущественно в ССЗ-ЮЮВ и субмеридиональном направлении, $\sigma_3 -$ в субширотном. В точках наблюдения 0103, 0401 (см. рис. 9, А) и 0205 (см. рис. 9, Б) оси растяжения и сжатия меняются местами, т.е. σ_1 склоняется в субширотном, а $\sigma_3 -$ в субмеридиональном направлениях. Подобные вариации напряженного состояния отмечались и ранее при изучении разломных зон разного морфогенетического типа и связываются с кратковременным изменением относительных величин напряжений при сохранении их пространственной ориентировки во время трещинообразования в горном массиве [14, 21]. В настоящем исследовании два решения с прямо противоположным расположением σ_1 и σ_3 (в точках наблюдения 0401,

0205) получены из анализа сейсмогенных трещин, новообразованных и обновленных при одной последовательности сейсмических событий. Это свидетельствует о том, что переориентировка главных осей напряжений может происходить практически мгновенно.

Тип поля напряжений от одного массива к другому или в одном и том же массиве в некоторых случаях изменяется только за счет увеличения угла наклона оси сжатия по отношению к горизонту. Так, решения, отвечающие растяжению со сдвигом ($\sigma_1 - 31-60^\circ$, $\sigma_2 - 31-60^\circ$, $\sigma_3 - 0-30^\circ$), были получены в точках наблюдения 0503, 0302, 0204 (см. рис. 9, Б). Решение, соответствующее чисто му растяжению ($\sigma_1 - 61-90^\circ$, $\sigma_2 - 0-30^\circ$, $\sigma_3 - 0-30^\circ$), получено в точке наблюдения 0301 (см. рис. 9, Б). В то же время для этой точки кинематическим методом [32] восстановлено сдвиговое поле напряжений с аналогичной субширотной ориентировкой оси растяжения (см. рис. 9, Г). Учитывая, что точка наблюдения 0301 расположена в зоне крутопадающего разлома, трассирующегося вдоль р. Галтура, можно предполагать, что такие вариации поля напряжения обусловлены влиянием упомянутой структуры.

Следует отметить, что изменения типа поля напряжений наблюдается также в механизмах очагов афтершоков Чуйского землетрясения 2003 года: среди большинства сдвиговых отмечаются взбросовые и сбросовые механизмы (см. рис. 1, А). По сейсмологическим данным, так же, как и по структурно-геологическим, оси сжатия нередко изменяют свое направление от меридионального к северо-северо-западному или к северо-северо-восточному.

В целом, особенности внутреннего строения зоны разлома (ориентировка R- и R'-сколов, структур растяжения и сжатия) (см. рис. 4, А, Е, Г и Д), измеренные смещения (см. рис. 4, Б и В), анализ диаграмм трещиноватости (см. рис. 9, А-В) и штрихов скольжения (см. рис. 9, Г) свидетельству-

Рис. 9. Диаграммы массовых замеров трещин и результаты реконструкций ориентировок осей главных нормальных напряжений. Проекция верхней полусферы. Размер окна – 10° . 1 (σ_1) – ось сжатия, 2 (σ_2) – промежуточная ось, 3 (σ_3) – ось растяжения

А – диаграммы массовых замеров трещин, измеренных в рыхлых отложениях, и соответствующие им решения о поле напряжений в точках наблюдения. Изолинии плотности максимумов трещиноватости проведены через 3.5; 4.5; 5.5; 6.5 и более %. Стрелками внутри диаграмм показаны направления преимущественных разбросов в максимумах трещиноватости, указывающие на сопряженность систем трещин по методике П.Н. Николаева [11]. В случае двух пар сопряженных систем трещин соответствующие пары обозначены римскими цифрами. Под каждой диаграммой приведены номер точки наблюдения и количество замеров (n).

Б – диаграммы массовых замеров трещин, измеренных в коренных горных породах, и соответствующие им решения о поле напряжений в точках наблюдения. Изолинии плотности максимумов трещиноватости проведены через 1.5; 2.5; 3.5; 4.5 и более %. Остальные пояснения см. под рис. 10, А.

В – синоптическая диаграмма максимумов трещиноватости (с рис. 10, А и Б) и решение о поле напряжений по сопряженным системам R- и R'-сколов. Изолинии плотности максимумов трещиноватости проведены через 1.5; 2.5; 3.5%.

Г – решение о поле напряжений, полученное по штрихам скольжения, в соответствии с методом А. Ямаджи [30] для точки наблюдения 0301

ют об исходном сдвиговом поле напряжений, которое привело к формированию всего структурного ансамбля сейсмогенных деформаций при Чуйском землетрясении. Оно характеризуется ССЗ, почти меридиональным, направлением σ_1 и ВСВ, почти широтным, направлением σ_3 . Это решение согласуется с механизмом очага основного толчка сейсмического события 27.09.2003 г. (см. рис. 1, А и Гарвардский каталог землетрясений, <http://www.seismology.harvard.edu>).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В тектонофизике термин “разломная зона” трактуется широко, так как объект включает не только собственно сместитель, но и существенно большие по размерам объемы горных пород, в которых имеют место генетически связанные с его формированием пластические и разрывные деформации [14]. Данное определение базируется на широко известных работах, посвященных изучению разломов и их зон, в том числе сдвиговых [16, 18, 27, 29, 31 и многие другие]. При таком подходе разломная зона как объемный деформационный элемент характеризуется внутренней структурой, под которой понимается совокупность структурных форм (элементов), определяющих особенности ее строения в отличие от окружающего пространства [14]. Эта совокупность структурных элементов описывается известной моделью Риделя. Полученные нами результаты показывают, что система сейсмогенных разрывов и других сопутствующих деформаций Чуйского землетрясения представляет собой именно такую разломную зону СЗ простирания. Весь комплекс деформаций в этой разломной зоне является структурным парагенезом, который сформировался в динамической обстановке, соответствующей правому сдвигу. Ширина разломной зоны, определяемая по расположению крайних точек наблюдения, в которых зафиксированы сейсмогенные разрывы СЗ ориентировки, достигает 4 км (см. рис. 8, Б).

Экспериментальными работами доказано, что развитие разломных зон даже при однородности разрушаемого субстрата, тождественности приложения нагрузки вдоль их простирания и постоянстве скорости деформирования носит неравномерный характер [14, 16]. Этот вывод справедлив и для природных длительно развивающихся разломных структур [14, 23, 26]. В настоящей работе главным объектом исследования является сдвиговая зона, которая сформировалась практически мгновенно в пределах десятков секунд – первых минут или 5 дней, если вместе с главным толчком 27 сентября 2003 г. с $M_s = 7.5$ рассматривать сильнейший афтершок 1 октября 2003 г. с $M_s = 7.0$ (M_s по Гарвардскому каталогу землетрясений). Тем не менее, неравномерность в характе-

ре разломообразования проявляется и в этом случае: в первую очередь, в пространственной неравномерности распределения разрывных нарушений, которая усугубляется из-за структурно-вещественной неоднородности земной коры. Во-вторых, это выражается в перестройках регионального поля напряжений на отдельных участках разломной зоны, где σ_1 и σ_3 меняются местами или σ_1 отклоняется от горизонтали перед образовавшимся или уже существующим разрывным нарушением. Такое локальное изменение первоначальной динамической обстановки произошло, главным образом, вблизи субширотных разрывных нарушений, препятствующих реализации накопленных напряжений сжатия, действующих в субмеридиональном направлении из-за достаточно крутого угла падения разломных сместителей. В итоге вдоль этих разломных плоскостей имели место сдвиговые смещения незначительных амплитуд по типу среза и иногда небольшие раскрытия. Новые же сейсмогенные разрывы субширотного простирания со взбросовым характером движений сформировались в стороне от древних разрывов аналогичного направления.

Если исходить из физических и структурных критериев, процесс разрывообразования в разломной зоне разделяется на три главные стадии [14]: раннюю дизъюнктивную (появление первых R-сколов), позднюю дизъюнктивную (слияние R-сколов в более крупные разрывы, формирование мелких сбросов и взбросов) и дизъюнктивную стадию полного разрушения (образование единого магистрального разрыва) (рис. 10). Они отделяются одна от другой моментами проявления главной структурной перестройки и возникновения магистрального сместителя. Поскольку детальное исследование на сегменте Елангаш–Кускунур показали, что система сейсмогенных деформаций представляет собой разломную зону со всеми характерными для нее особенностями, нами сопоставлен откартированный план разрывных нарушений (см. рис. 8, Б) с теоретической схемой формирования внутренней структуры разломной зоны с правосторонним характером смещения (см. рис. 10). Сравнение показало, что разломная зона Чуйского землетрясения соответствует поздней дизъюнктивной стадии развития, когда магистральный разрыв еще не сформировался полностью, но его сегменты уже отчетливо проявляются. Согласно кривой $\sigma = f(\epsilon)$ на рис. 10, за короткий период времени нагруженный объем земной коры, в котором возникла система сейсмодислокаций, прошел упругое состояние полностью обратимых деформаций (отрезок ОА), упругое состояние (отрезок АВ) и вошел в состояние ослабления субстрата (отрезок ВС), пройдя момент главной структурной перестройки (точка В) после появления первых разрывов. Таким образом, можно считать доказанным, что даже в поперечности

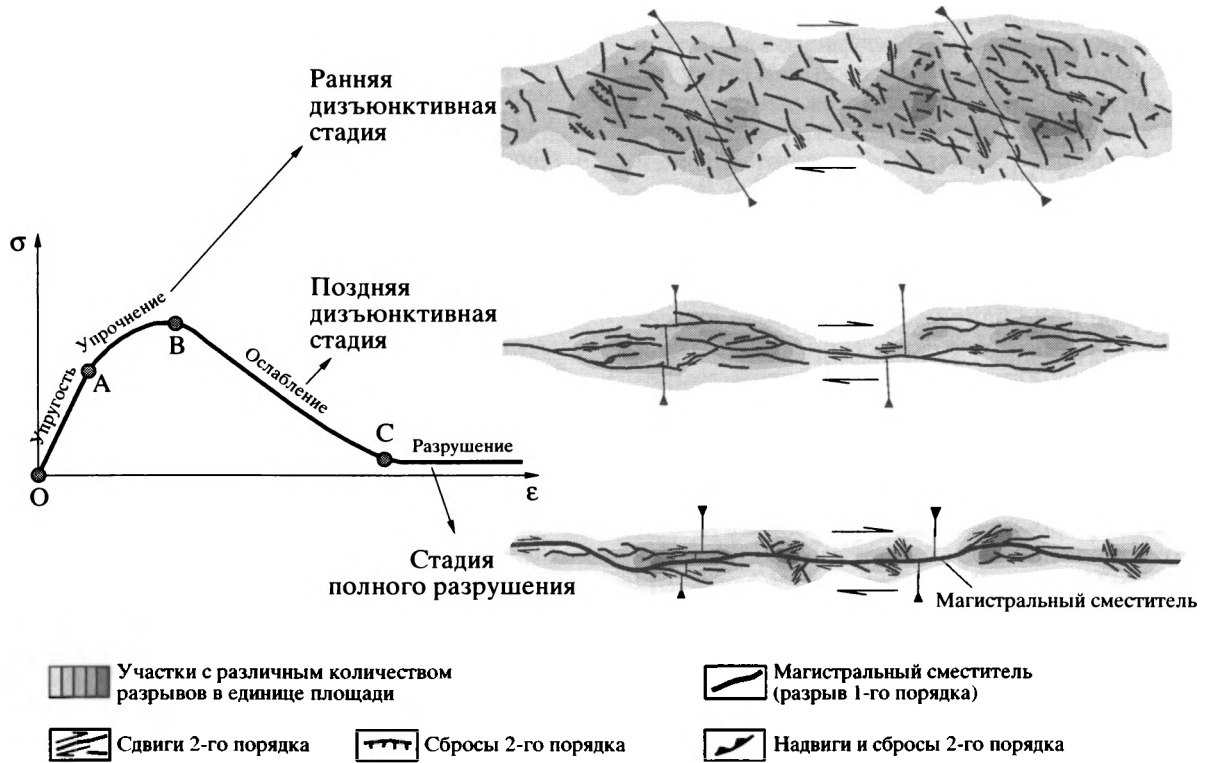


Рис. 10. Принципиальная схема формирования внутренней структуры разломной зоны с правосторонним характером смещения, по [14]. Главные стадии разрывообразования соответствуют трем характерным отрезкам на кривой “нагрузка (σ)–деформация (ε)”

ных условиях при высоких скоростях движений разрывообразование в существенно разных типах пород происходит по общим законам деформации твердых тел.

Сейсмическое событие 27 сентября 2003 г. – яркий пример разрывообразующего землетрясения, отражающего современный геодинамический режим Горного Алтая. Изучение системы сейсмогенных деформаций, проявившихся на поверхности (в верхней части) земной коры, и ее сопоставление с тектонофизической моделью разрывообразования в крупных континентальных разломных зонах с правосторонним характером смещения крыльев позволяют сделать вывод о том, что данная модель применима к анализу деформаций, возникших практически мгновенно в течение сильного землетрясения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования позволили детально охарактеризовать систему сейсмогенных деформаций Чуйского землетрясения 2003 г. на протяжении 30 км и сделать следующие основные выводы:

1. Сейсмогенные деформации землетрясения проявились как в рыхлых отложениях в виде опе-

режающих систем R- и R'-сколов, трещин растяжения и структур сжатия, так и в скальных массивах горных пород, где имели место активизация древних зон расланцевания, обновление и прорастание ранее существовавших трещин, а также формирование новых разрывов и зон грубого дробления.

2. Сочетание всех типов новообразованных структур представляет собой единый парагенез, в котором СЗ и ССЗ разломы – правые сдвиги, иногда со сбросовой или раздвиговой компонентой, зачастую обусловленной действием гравитационных сил, СВ и ССВ разломы – левые сдвиги, субширотные разломы – взбросы, иногда с незначительной сдвиговой составляющей. Те же самые подвижки имели место по древним разрывным нарушениям, за исключением крутопадающих субширотных разломов, в зонах которых из-за крутого угла падения сместителей произошли локальные вариации напряженного состояния и как результат сдвиговые смещения незначительных амплитуд при типе среза.

3. Образованная при землетрясении система сейсмодислокаций в целом представляет собой разломную зону СЗ простирания шириной не менее 4 км с характерной для правого сдвига внутренней структурой, которая определяется сово-

купностью закономерно ориентированных одних по отношению к другим структурных элементов (R- и R'-сколов, трещин растяжения, структур сжатия). Согласно тектонофизическим представлениям, полученные закономерности распределения опережающих разрывов отвечают поздней дизъюнктивной стадии развития разлома, когда магистральный разрыв еще не сформировался полностью, но его сегменты уже отчетливо проявляются.

4. Исходное поле напряжений, которое привело к формированию всего структурного ансамбля сейсмогенных деформаций при Чуйском землетрясении, соответствует сдвиговому типу с ССЗ, почти меридиональным, направлением оси сжатия и ВСВ, почти широтным, направлением оси растяжения. Локальные вариации напряженного состояния в горных массивах выразились в незначительном отклонении σ_1 к северо-западу или северо-востоку, в кратковременном изменении относительных величин напряжений при сохранении их пространственной ориентировки, о чем свидетельствует переиндексация осей сжатия и растяжения, и в увеличении угла наклона σ_1 по отношению к горизонту перед уже существующим разрывным нарушением.

5. Сопоставление внутренней структуры разломной зоны, возникшей при сейсмическом событии 2003 г., с тектонофизической моделью разрывообразования в крупных континентальных разломных зонах с правосдвиговым характером смещения крыльев показало, что данная модель применима к анализу деформаций, возникающих практически мгновенно в течение сильного землетрясения. Следовательно, даже в поверхностных условиях при высоких скоростях движений структурообразование в существенно разных типах пород происходит по общим законам деформации твердых тел.

Работы проведены при частичной финансовой поддержке проекта РФФИ № 04-05-64148, Фонда содействия отечественной науке и грантов Президента РФ № МК-2596, 2004.5. и МК-1645.2005.5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буслов М.М. Кайнозойская и современная тектоника, геодинамика и сейсмичность Центральной Азии: контроль структурой основания и плюмами // Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии / Под ред. К.Г. Леви, В.А. Санькова. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2005. С. 9–11.
2. Высоцкий Е.М., Новиков И.С., Агатова А.Р., Гибшер А.С. Плейстосейстовая область и тектоническая позиция очага Чуйского землетрясения 2003 г. // Докл. РАН. 2004. Т. 395. № 4. С. 499–502.
3. Высоцкий Е.М., Новиков И.С., Агатова И.Р., Деев Е.В., Скобельцын Г.А., Макарова Д.Д. Строение зоны поверхностных деформаций Чуйского землетрясения 2003 года (Горный Алтай) // Рельефообразующие процессы: теория, практика, методы исследования. Новосибирск: Изд-во ИГ СО РАН, 2004. С. 65–67.
4. Геодаков А.Р., Овсяченко А.Н., Платонова С.Г., Рогожин Е.А. Материалы предварительного изучения сильного землетрясения 2003 г. на Горном Алтае // Электронный научно-информационный журнал "Вестник отделения наук о Земле". 2003. № 1 (21). URL: http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/1-2003/screp-8.pdf.
5. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Недра, 1975. 536 с.
6. Гольдин С.В., Селезнев В.С., Еманов А.Ф., Филина А.Г., Еманов А.А., Новиков И.С., Высоцкий Е.М., Фатеев А.В., Колесников Ю.И., Подкорытова М.Г., Лескова Е.В., Ярыгина М.А. Чуйское землетрясение и его афтершоки // Докл. АН. 2004. Т. 395. № 4. С. 534–536.
7. Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М.: Наука, 1965. 244 с.
8. Жалковский Н.Д., Кучай О.А., Мучная В.И. Сейсмичность и некоторые характеристики напряженного состояния земной коры Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1995. № 10. С. 20–30.
9. Кучай О.А. Сеймотектонические деформации земной коры Алтае-Саянского региона по данным о механизмах очагов землетрясений и афтершоков // Методы анализа геодинамической обстановки для прогноза сейсмических событий. Красноярск: КНИИГиМС, 2005. С. 17–20.
10. Лунина О.В., Гладков А.С., Новиков И.С., Агатова А.Р. Тектонофизический анализ зоны разрывных деформаций Чуйского землетрясения 27.09.2003 г. // Докл. АН. 2005. Т. 401. № 1. С. 58–61.
11. Николаев П.Н. Методика тектонодинамического анализа / Под ред. Н.И. Николаева. М.: Недра, 1992. 295 с.
12. Новиков И.С. Морфотектоника Алтая. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "Гео", 2004. 313 с.
13. Рогожин Е.А., Платонова С.Г. Очаговые зоны сильных землетрясений Горного Алтая в голоцене. М.: Изд-во ОИФЗ РАН, 2002. 130 с.
14. Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "Гео", 2003. 244 с.
15. Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Запreeва Е.А., Кале Э., Русбек Ф., Брюникс К. Поля и модели смещений в зоне Чуйского землетрясения на юге горного Алтая // Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии / Под ред. К.Г. Леви, В.А. Санькова. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2005. С. 293–295.
16. Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А., Буддо В.Ю., Лобацкая Р.М., Адамович А.Н., Трушков В.А., Бабичев А.А. Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1991. 262 с.

17. Юнга С.Л. Сейсмотектонические деформации и напряжения в складчатых поясах неотектонической активизации Северной Евразии // Физика Земли. 1996. № 12. С. 37–58.
18. Ambraseys N.N. Some characteristic features of the Anatolian fault zone // Tectonophysics. Vol. 9. 1970. P. 143–165.
19. Angelier J. Tectonic analysis of fault slip data sets // Journal of Geophysical Research. Vol. 89. 1984. P. 5835–5848.
20. Baljinmyam I., Bayasgalan A., Borisov B.A., Cisternas A., Dem'yanovich M.G., Ganbataar L., Kochetkov V.M., Kurushin R.A., Molnar P., Philip H., Vashchilov Yu.Ya. Ruptures of major earthquakes and active deformation in Mongolia and its surrounding // Mem. Geol. Soc. Amer. Vol. 181. 1993. 62 p.
21. Caputo R. Stress variability and brittle tectonic structures // Earth-Science Reviews. 2005. Vol. 70. P. 103–127.
22. Dobretsov N.L., Buslov M.M., Delvaux D. et al. Meso- and Cenozoic tectonics of the Central Asian mountain belt: effect of lithospheric plate interaction and mantle plume // Intern. Geol. Rev. 1996. Vol. 38. P. 430–466.
23. Kim Y.-S., Peacock D.C.P., Sanderson D.J. Fault damage zones // J. Structural Geology. 2004. Vol. 26. P. 503–517.
24. Leontyev A.N., Rogozhin E.A. Long-term geological factors of seismicity (exemplified by the Sayan-Altai fold area) // J. Earthquake Prediction Research. 1995. Vol. 4. № 3. P. 320–339.
25. Molnar P., Tapponier P. Cenozoic tectonics of Asia: effect of continental collision // Science. 1975. Vol. 189. P. 419–426.
26. Pachell M.A., Evans J.P. Growth, linkage, and termination processes of a 10-km-long strike-slip fault in jointed granite: the Gemini fault zone, Sierra Nevada, California // J. Structural Geology. 2002. Vol. 24. P. 1903–1924.
27. Ramsay J.G. Shear zone geometry: A review // J. Structural Geology. 1980. Vol. 2. P. 83–89.
28. Rogozhin E.A., Bogachkin B.M., Nechaev Yu.V., Platonova S.G., Chichagov V.P., Chichagova O.A. Paleoseismological investigations on the territory of Russian (Gorny) Altai // J. Earthquake Prediction Research. 1998. Vol. 7. № 4. P. 391–413.
29. Sengor A.M.S., Gorur N., Saroglu F. Strike-slip faulting and related basin formation in zones of tectonic escape: Turkey as a case study // Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special publication. 1985. Vol. 37. P. 227–264.
30. Sengor A.M.S., Natal'in B., Burtman V.S. Evolution of the Altai tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia // Nature. 1993. Vol. 364. № 6435. C. 299–307.
31. Sylvester A.G. Strike-slip faults // Geological Society America Bulletin. 1988. Vol. 100. P. 1666–1703.
32. Yamaji A. The multiple inverse method: a new technique to separate stresses from heterogeneous fault-slip data // J. Structural Geology. 2000. Vol. 22. P. 441–452.

Рецензенты: Е.А. Рогожин, Н.В. Короновский

Seismotectonic Deformations and Stress Fields in the Fault Zone of the 2003 Chuya Earthquake, $M_s = 7.5$, Gorny Altai

O. V. Lunina^a, A. S. Gladkov^a, I. S. Novikov^b, A. R. Agatova^b, E. M. Vysotsky^b, and A. A. Emanov^c

^aInstitute of the Earth's Crust, Siberian Division, Russian Academy of Sciences, ul. Lermontova 128, Irkutsk, 664033 Russia

e-mail: lounina@crust.irk.ru

^bInstitute of Geology, Siberian Division, Russian Academy of Sciences, pr. Akademika Koptuyuga 3, Novosibirsk, 630090 Russia

^cGeophysical Survey, Siberian Division, Russian Academy of Sciences, pr. Akademika Koptuyuga 3, Novosibirsk, 630090 Russia

Abstract—The seismotectonic deformations related to the Chuya earthquake September 27, 2003 in the Gorny Altai ($M_s = 7.5$) are studied in detail. These deformations developed as advanced systems of R- and R'-shears, gash fractures, and compression structural features in loose sediments. In bedrocks, the ancient shear zones were reactivated, the previously existing fractures were renewed and propagated further, and new faults and crush zones were formed. The system of seismic dislocations is a fault zone no less than 4 km wide that extends in the northwestern direction. As follows from the structural elements that reveal a systematic mutual orientation, the internal structure of this zone is typical of a right-lateral strike-slip fault. The initial stress field that led to the development of the entire assemblage of seismotectonic deformations related to the Chuya earthquake corresponds to the strike-slip type with the NNW, almost meridional direction of compression axis (σ_1) and the ENE, almost latitudinal direction of the extension axis (σ_3). The local variations of the stress state were expressed in an insignificant shift of σ_1 to the northwest or northeast, in the short-term change of relative stress values with retention of their spatial orientation, and in the increasing inclination of σ_1 in front of the previously existing fault. The comparison of the internal structure of the seismotectonic fault zone with a tectonophysical model of faulting in large continental systems with a right-lateral offset indicates that the distribution of the advanced faults corresponds to the late stage of faulting, when the main fault is still not formed completely, but its particular segments are already developed distinctly. It is shown that at high rates of displacement the structural features in markedly different rocks develop according to the general laws of solids' deformation even near the day surface.

УДК 551.242.2(265)

ОСОБЕННОСТИ МЕЛОВОЙ ДИНАМИКИ ТИХООКЕАНСКОЙ ПЛИТЫ И ЭТАПЫ МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ АЗИИ

© 2006 г. А. А. Степашко

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, 680000, Хабаровск, ул. Ким Ю Чена, 65
Поступила в редакцию 08.12.2004 г.

Динамика Тихоокеанской плиты отражена в систематических вариациях местоположения и возраста ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ данные) подводных гор западной части океана, формировавшихся в период от 120 до 65 млн. лет. Горы объединяются в три линейных зоны протяженностью до 5 тыс. км, по простиранию которых в ЮВ направлении возраст гор омолаживается. Характер корреляции возраста и положения подводных гор позволяет разделить историю их формирования на три стадии. Скорость формирования зон подводных гор была относительно медленной (2–4 см/год) на первой и последней стадиях, в интервалах 120–90 и 85–65 млн. лет. Очень быстрым (80–100 см/год) формирование зон было на средней стадии в интервале 90–85 млн. лет, в середине этого же интервала на рубеже 87 млн. лет произошло резкое усиление магматической активности при формировании подводных гор. Динамика горообразования хорошо согласуется с: 1) импульсами формирования океанических плато, таких как Онтонг-Джава, Манихики и Карибско-Колумбийского, 2) возрастом ускорения спрединга в середине мела, 3) коротким периодом отмирания плиты Изанаги и образования плиты Кула. Особенности вариаций возраста и местоположения подводных гор лучше всего согласуются с гипотезой диффузного растяжения тихоокеанской плиты при ее движении, следствием которого стало образование ослабленных зон декомпрессионного плавления. Направление растяжения (325–340°), рассчитанное по простиранию зон подводных гор, согласуется с траекторией перемещения Тихоокеанской плиты (330°) в конце мела. Вдоль окраины Азиатского континента в этот период формировались грандиозные периокеанические вулканические пояса. Охотско-Чукотский пояс расположен ортогонально вектору сжатия, и образовался в три этапа, синхронные стадиям формирования подводных гор Тихоокеанской плиты. Запаздывание в образовании Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, так же как изменение его простирания, связаны с поворотом вектора конвергенции океанической и континентальной плит против часовой стрелки в середине мела. Одновременно вдоль всей окраины континента вулканическая активность проявилась в интервале 95–85 млн. лет назад. В это же время на востоке Азии повсеместно происходило становление оловоносных гранитоидных комплексов. Этот краткий период 90 ± 5 млн. лет отвечает средне меловому максимуму сжатия континентальной окраины, и его возраст хорошо согласуется с кульминацией образования зон растяжения Тихоокеанской плиты.

ВВЕДЕНИЕ

Основные геологические события на северо-восточной окраине Азии в конце мезозоя обусловлены воздействием Тихоокеанских плит на край континента. Прежде всего, безусловно, это касается самых ярких мезозойских элементов тектонического строения региона – вулканических поясов: Охотско-Чукотского и Восточно-Сихотэ-Алинского [1–3, 21, 22]. Образование их с наиболее последовательной точки зрения связано с субдукцией в пределах меловой активной континентальной окраины Андийского типа [8, 16, 17]. Это представление имеет в значительной степени общий и во многом теоретический характер, а, значит, требует постоянной проверки и конкретизации. Цель данной работы – обратить внимание на те новые результаты, которые, помогая понять особенности меловой динамики Тихоокеанской плиты, одновременно позволяют уточнить степень синхронности тектонической эволюции океана с главными событиями в формировании периокеанических поясов Азиатской окраины.

Расшифровка особенностей перемещения Тихоокеанской плиты была одной из важных задач геодинамики в конце XX века [5, 9, 20, 27, 28, 31, 37, 38 и др.]. Ключевую роль в ее решении играла и играет структура полосовых магнитных аномалий, позволяющая установить как положение и конфигурацию океанических плит, так и направления спрединга в разные временные отрезки, начиная с конца юры и по настоящее время. Этот подход, к сожалению, не применим для интервала 118–84 млн. лет (“Cretaceous Quiet Period” по [25]), когда магнитное поле сохраняло постоянную полярность. Однако именно этот период имеет особое значение, так как тогда происходили главные события в меловой истории Тихого океана. С аптунской эпохой связана грандиозная вспышка внутриплитного магматизма, когда образовались огромные океанические плато: Хесса, Манихики, Онтонг-Джава [23, 32]. В этот же период при отмирании спрединговых центров, функционировавших с конца юры, произошла кардинальная реорганизация системы литосферных плит Тихо-

Таблица 1. Местоположение и возраст меловых подводных гор Западной Пацифики

№ п/п	Название	Широта, °	Долгота, °	Возраст, млн. лет
Северная зона				
1	Дайни-Кашима/Daiichi-Kashima	35.8	142.7	120.2 ± 2.6
2	Такуё-Дайсан/Taruyo-Daisan	34.2	144.3	118.1 ± 1.1
3	Винтерер/Winterer	32.8	148.4	108.3 ± 1.0
4	Малер/Malher	31.8	195.0	91.0 ± 0.7
5	Исаков/Isakov	31.6	151.2	103.7 ± 1.8
6	Рахманинов/Rachmaninov	29.6	196.7	86.4 ± 1.2
7	Макаров/Makarov	29.5	153.6	93.9 ± 1.3
8	Лист/Liszt	29.0	197.7	84.4 ± 1.5
9	Хачатурян/Khatchaturian	28.1	197.7	82.5 ± 2.5
10	Гайдн/Haydn	26.6	198.7	75.1 ± 1.2
11	H11	26.5	182.2	86.4 ± 0.6
12	Шуман/Schumann-W	25.7	199.8	83.0 ± 1.0
13	Мендельсон/Mendelssohn-E	25.1	198.3	78.5 ± 0.9
14	Мендельсон/Mendelssohn-W	25.1	197.2	82.4 ± 1.3
15	Паумаку/Paumakua	24.9	202.9	65.5 ± 4.3
Центральная зона				
16	Скрипс/Scripps	23.7	159.3	101.6 ± 0.7
17	Майями/Miami	21.7	161.9	96.8 ± 0.6
18	Золотой Дракон/Golden Dragon	21.3	153.2	102.1 ± 0.2
19	Вилде/Wilde	21.2	163.3	90.6 ± 0.3
20	Кросс/Cross	18.5	202.0	84.6 ± 3.8
21	Нагата/Nagata	12.5	193.0	85.0 ± 1.1
22	Капситотва/Kapsitotwa	12.1	194.2	82.7 ± 3.6
Южная зона				
23	Ло-Ен/Lo-En	10.1	162.8	113.1 ± 0.5
24	Хизен/Mij-Lep (Heezen)	8.8	163.2	106.0 ± 1.0
25	Вагеман/Wageman	-7.5	208.5	71.9 ± 1.4

го океана. В результате возникла новая система спрединга, породившая кору его северо-восточной и южной частей [9, 23]. На северо-западе Пацифики в это же время прекратила существование плита Изанаги и появилась плита Кула [6, 42, 53]. Отмеченные события связаны с главными геодинамическими рубежами в эволюции океана в аптсантонский период, возраст которых нуждается в уточнении. Без этого едва ли возможно конкретизировать характер и степень воздействия Тихоокеанских плит на тектоническое развитие Азиатской окраины в середине мела.

Одним из немногих направлений, позволяющих независимо реконструировать особенности тектонической эволюции океанов, является исследование подводных вулканических гор [9, 24, 33 и др.], которое, как мы считаем, имеет ключевое значение и для понимания меловой тектоники Тихоокеанской плиты. Подводные горы этого возраста находятся к юго-западу и западу от Гавайских островов, где на огромной площади 5000 × 1500 км сосредоточено свыше 1000 древних потухших вулканов [7]. После пионерских работ Х. Хесса (1946), впервые их описавшего [30],

и Е. Гамильтона (1956) [29] эти горы исследовались многократно, как в экспедициях DSDP и ODP, так и в рейсах советских НИС [13, 37, 49, 51 и др.]. Пространственно-временные особенности образования гор Западной Пацифики стали основой ряда геологических моделей первостепенной важности. Г.У. Менардом для этого региона была предложена гипотеза ныне исчезнувшего поднятия Дарвина [14]. Л.П. Зоненшайн связывал образование гор Западной Пацифики с существованием в южной части океана постоянного горячего мантийного поля [7]. Близкая идея о внедрении здесь в середине мела грандиозного суперплюма была позднее выдвинута Р.Л. Ларсоном [36].

Особое значение, как показало наше исследование, имеют геохронологические определения возраста подводных гор, количество которых за последние годы существенно выросло. Эти данные получены, прежде всего, М.С. Принглом и Е.Л. Винтерером с соавторами, а полная сводка наиболее качественных $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировок, собранных для палеомагнитного анализа, приведена У.У. Сэджером и А.А.Р. Копперсом [46]. Точность определения абсолютного возраста подвод-

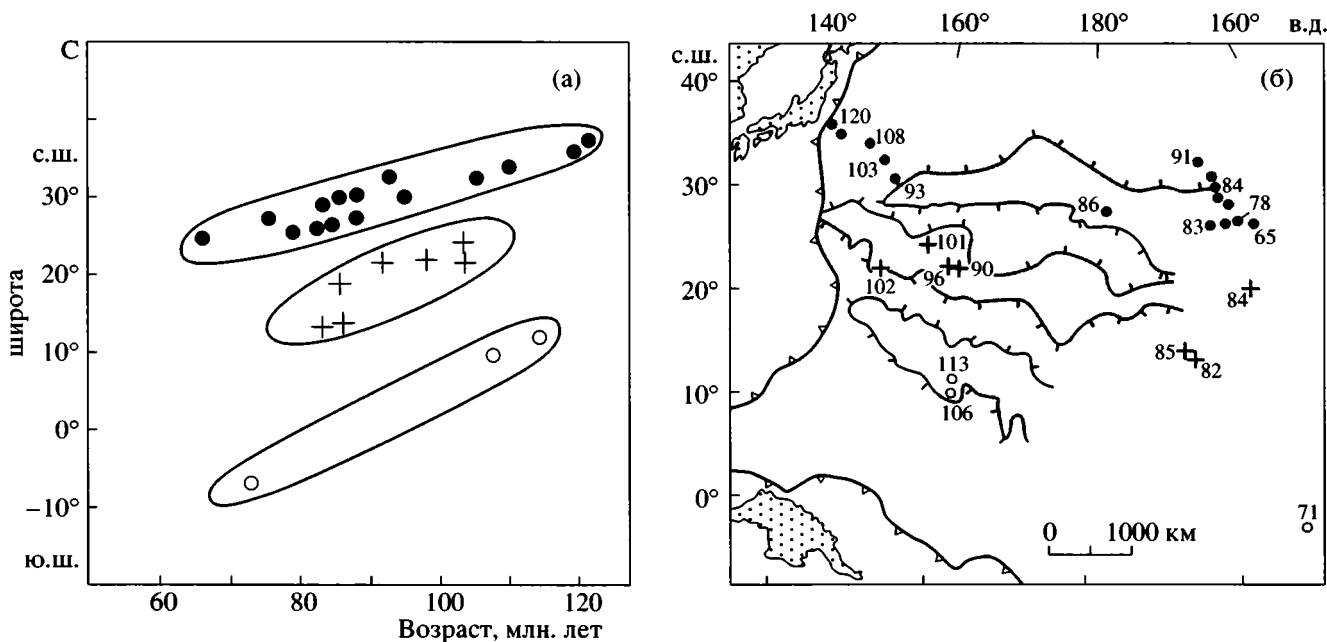


Рис. 1. Вариации возраста и местоположения меловых подводных гор Западной Пацифики: корреляция широты подводных гор и возраста их образования (а) и зональное расположение меловых подводных гор (б)

Цифры – возраст округленно, линии со штрихом – валы океанического дна, по [12]

ных гор аргон-аргоновым методом очень высока и составляет в среднем ± 1.5 млн. лет. Наши построения опираются на данные этой подборки (табл. 1), содержащей $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возрастные датировки и координаты 25 меловых симаунтов региона.

ДИНАМИКА ТИХООКЕАНСКОЙ ПЛИТЫ

Формирование подводных гор, включенных в совокупность, происходило в интересующий нас период с апта по конец мела в интервале 120–65 млн. лет назад. Использование наиболее точных датировок позволяет увидеть, что симаунты распадаются на три группы (рис. 1а), в каждой из которых с уменьшением возраста систематически уменьшается широта их местоположения. Широта и долготы в каждой из групп также коррелированы, и наиболее древние горы находятся на самом западе региона вблизи Японских островов (см. табл. 1). В региональном плане, таким образом, симаунты объединяются в три географических зоны близкой ориентировки (рис. 1б), омоложение гор в которых происходит по простираю в юго-восточном направлении.

Структура океанического дна в рассматриваемом регионе очень сложная, и обнаруженные зоны не имеют в ней прямого и очевидного морфологического выражения. Однако на схеме макро-рельефа [12], построенной для западной части Тихого океана О.К. Леонтьевым, С.А. Лукьяновой и В.С. Медведевым, выделены океанические валы (см. рис. 1б), которые как по положению, так и простираю несомненно соответствуют трем зонам меловых подводных гор. Эти мегавалы, как показал морфоструктурный анализ атол-

лов и гайотов региона [12], в кайнозой испытывали общее прогибание, причем особенно значительным оно было на северо-западе. Именно такой характер погружения коры согласуется с омоложением зон подводных гор в юго-восточном направлении.

Параллельное расположение полей трех групп на первом графике (см. рис. 1а) показывает близость скорости образования каждой из зон. Историю их формирования хорошо отражает характер изменения расстояния подводных гор до начала зон в зависимости от возраста (рис. 2а). При построении графика основную роль играло расположение гор в наиболее обеспеченной данными северной зоне. За ее начало, соответствующее нулевому расстоянию на графике, принято положение самой восточной в зоне и самой молодой в выборке (65.5 млн. лет) подводной горы Паумаку (см. табл. 1). Для двух других зон нулевые значения на востоке зон выбирались так, чтобы подчеркнуть общую зависимость изменения положения подводных гор в направлении с ЮВ на СЗ.

Углы наклона тренда на графике зависимости расстояния от возраста (см. рис. 2а) позволяют оценить скорость, с которой формировались зоны симаунтов. Наиболее яркой динамической особенностью, которая при этом обнаруживается, является относительно короткий временной интервал 90–85 млн. лет назад, когда скорость образования зон резко возрастала. На первой (120–90 млн. лет) и последней (85–65 млн. лет) стадиях зоны формировались с умеренной скоростью порядка 2–4 см/год, вполне обычной, например, для скорости перемещения океанических плит [9].

Средняя же стадия была заметно короче (см. рис. 2а), а скорость формирования зон в этот интервал составляла очень высокую величину (до ~80–100 см/год). Заметим, что такая скорость обнаруживается, хотя и в разной степени, учитывая объемы данных, для всех трех зон.

Интенсивность плавления мантии в меловое время отражает кумулятивная кривая, которая характеризует частоту образования подводных гор (рис. 2б). Ее угол возрастает при уменьшении возрастного интервала между внедрением расплавов. Кумулятивная кривая показывает принципиально те же особенности динамики. Начиная с рубежа 120 млн. лет, подводные горы образуются с относительно постоянной и умеренной скоростью. Затем на коротком интервале порядка 5 млн. лет интенсивность плавления мантии резко возрастает, что отражает крутой отрезок кумулятивной кривой. Затем скорость образования гор снова снижается, возвращаясь к значениям, характерным для первоначальной стадии. Интенсивное плавление мантии начинается с рубежа ~87 млн. лет (см. рис. 2б), что точно отвечает центру высокоскоростной стадии (90–85 млн. лет) образования зон подводных гор.

Динамика Тихоокеанской плиты, запечатленная в закономерностях формирования меловых подводных гор, хорошо согласуется со всеми главными событиями, которые определяли развитие Пацифики в течение периода спокойного магнитного поля.

Во-первых, отметим, что именно в это время произошла главная перестройка системы океанических плит, существовавшей с конца юры [6, 27, 31, 53]. В результате реорганизации спрединга на северной границе Тихоокеанской плиты образовалась плита Кула, сменившая ранее существовавшую здесь плиту Изанаги (Беринг). Наиболее детальная геодинамическая реконструкция этой перестройки, предложенная Д. Маммериксом и Г.Ф. Шарманом [42], предполагает, что плита Кула образовалась на рубеже 87.5 млн. лет, и на протяжении короткого периода 87.5–84 млн. лет здесь сосуществовали две системы спрединга. Начало тектонической перестройки на северной границе Тихоокеанской плиты в этой реконструкции точно совпадает с центром высокоскоростной стадии формирования зон подводных гор (см. рис. 2а). Эта синхронность процессов подчеркивается тем, что именно на рубеже 87 млн. лет резко усиливается плавление мантии (см. рис. 2б). С окончанием высокоскоростной стадии формирования подводных гор заканчивается и реорганизация спрединга на севере океана.

Во-вторых, очевидно, что образование зон подводных гор было лишь частью самой мощной вспышки внутриплитного магматизма в истории Тихого океана. Крупнейшие океанические плато Онтонг Джава и Манихики расположены непосредственно к югу от рассматриваемых зон подводных гор. В их формировании четко выделяются

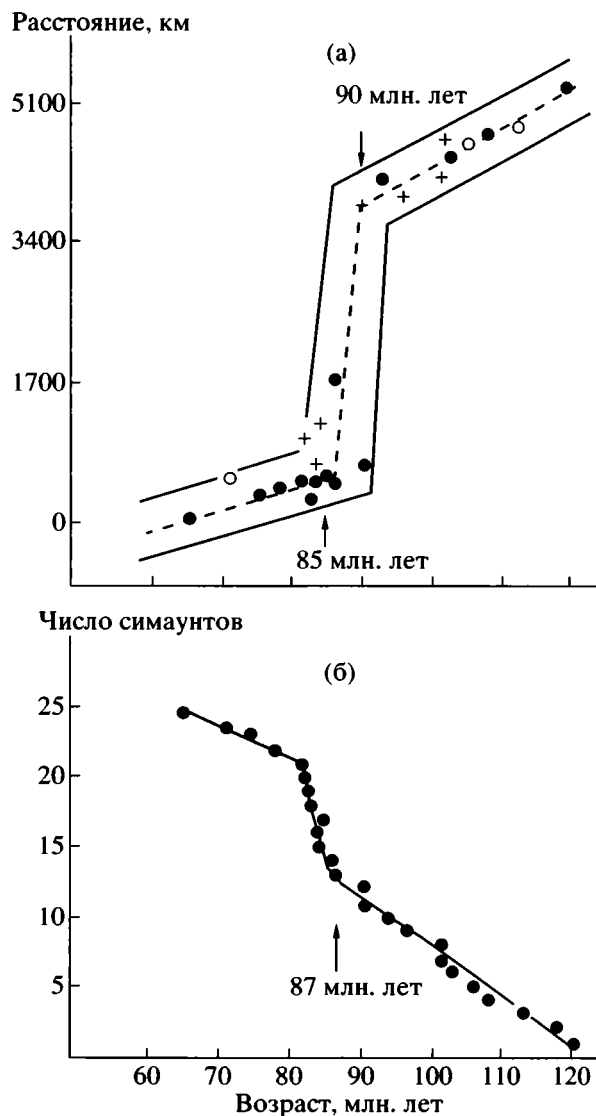


Рис. 2. Динамика формирования зон подводных гор: изменение расстояния симаунтов до начала зон на западе в зависимости от их возраста (а) и кумулятивная кривая образования подводных гор Западной Пацифики (б)

Стрелками выделены начало и окончание быстрой стадии образования зон. Условие обозначения см. рис. 1

ся два импульса магматической активности: 122–120 и 90–88 млн. лет [32, 35]. Завершилось образование обоих плато, по всей видимости, в интервале 70–65 млн. лет, по крайней мере на Соломоновых островах (юго-западная часть плато Онтонг Джава) возраст самых молодых базальтов составляет 63 млн. лет, а на плато Манихики последние магматические события датируются возрастом 69.5 млн. лет [32, 48]. В истории формирования океанических плато выделяются, таким образом, три рубежа. Первый (~120 млн. лет) из них отвечает началу и последний (~65 млн. лет) – окончанию периода формирования меловых зон подводных гор. Средний рубеж (~90 млн. лет) со-

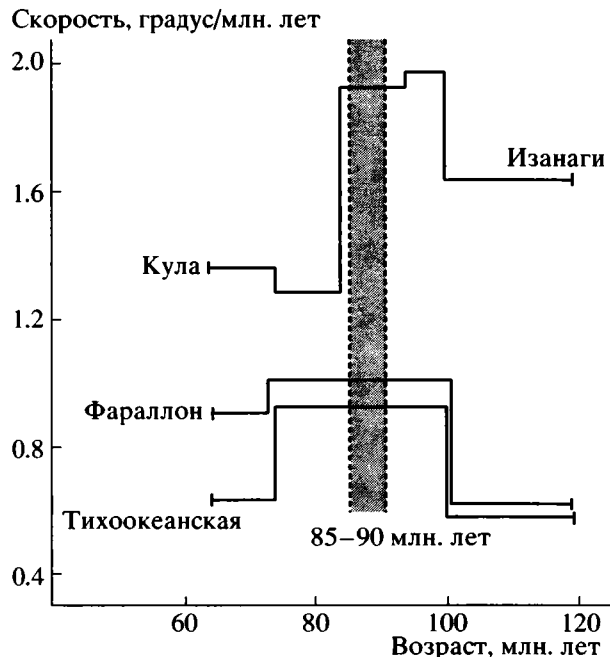


Рис. 3. Изменения абсолютной скорости перемещения тихоокеанских плит в середине-конце мела, по С. Литгоу-Бертеллони и М.А. Ричардсу [39]. Выделен интервал, отвечающий быстрой стадии образования зон симаунтов

ответствует (см. рис. 2а) началу кульминационной стадии подводного горообразования. Очевидная синхронность подтверждает и доказывает прямую взаимосвязь процессов вулканизма, а следовательно общий генезис, при образовании зон подводных гор, с одной стороны, и океанических плато Онтонг-Джава и Манихики, с другой. Вспышка мантийного магматизма в интервале 90–85 млн. лет вполне возможно имела глобальный характер. В это время, к примеру, произошло образование огромного Карибско-Колумбийского плато, вызванное коротким взрывом магматической активности в интервале 90–87 млн. лет [34]. Это синхронно как второму рубежу образования главных тихоокеанских плато, так и началу кульминационной стадии образования симаунтов.

В-третьих, стадия быстрого формирования зон подводных гор одновременно с периодом ускорения спрединга в Тихом океане. Впервые его существование в интервале 110–85 млн. лет было показано Р.Л. Ларсоном и У.С. Питманом [37]. Возрастные границы быстрого спрединга уточняют результаты С. Литгоу-Бертеллони и М.А. Ричардса [39], которые на основе данных Д.С. Энгелбретсона определили для позднего мезозоя угловые скорости перемещения тихоокеанских плит по отношению к системе горячих точек. Быстрые перемещения в период 100–80 млн. лет назад по их расчетам характерны для всех плит в северной части океана (рис. 3). Наиболее ярко высокоско-

ростной интервал в модели С. Литгоу-Бертеллони и М.А. Ричардса [39] выражен для плиты Изнаги, располагавшейся к северу от Тихоокеанской. Именно на последней стадии ее существования, по их построениям в период 94–84 млн. лет назад, скорость перемещения Изнаги была максимальной. По данным Р.Л. Ларсона и У.М. Питмана [38], ускорение спрединга в середине мела имело глобальный характер и проявлено, например, в Атлантическом океане. Кульминационная стадия формирования зон подводных гор, несомненно, отвечает центру интервала возрастания скорости перемещения тихоокеанских плит.

Все рассмотренные выше процессы и события, по всей видимости, взаимосвязаны и с разных сторон отражают общую периодичность поздне меловой тектоники Тихого океана. Одни и те же эволюционные рубежи и стадии проявлены в: а) изменении скорости перемещения океанических плит, б) реорганизации спрединга на северной окраине Пацифики, при которой произошло отмирание плиты Изнаги и рождение плиты Кула, в) импульсах и продолжительности формирования главных океанических плато, г) образовании зон подводных гор в западной части Тихого океана. Именно в динамике формирования последних периодичность меловой эволюции океанической литосферы отразилась, по нашему мнению, наиболее полно и точно.

ГЕНЕЗИС СИМАУНТОВ

Природа обнаруженных зон едва ли может быть понята на основе гипотезы суперплюма, предложенной Р.Л. Ларсоном, или в рамках близкой к ней концепции Л.П. Зоненшайна о существовании горячего пятна в тихоокеанской мантии. Учитывая закономерное изменение возраста подводных гор (см. рис. 1а), гораздо более подходящей кажется модель горячей точки, которая широко используется для объяснения природы цепей вулканических островов и гор в океанах [9, 24, 33, 44, 52]. В ее контексте обнаруженные зоны отвечают следам трех горячих точек, над которыми перемещалась Тихоокеанская плита в меловое время.

Очевидны, однако, те факты, которые плохо согласуются с этой популярной гипотезой. Во-первых, скорость формирования зон в модели горячей точки должна прямо определяться скоростью перемещения океанической плиты. По известным оценкам линейная скорость Тихоокеанской плиты в интервале 125–43 млн. лет равнялась 8–9 см/год [9]. Зоны подводных гор на первой и последней стадиях формировались со скоростью 3–5 см/год, что заметно ниже. Но главное, что на средней стадии скорость формирования зон была на порядок выше (~80–100 см/год). Такие величины превышают все разумные пределы для возможной скорости перемещения плит. Во-вторых, зоны подводных гор имеют близкое к субширотному простирание (см. рис. 1б). В модели горячей

точки такая ориентировка должна прямо отражать траекторию перемещения плиты. Однако, судя как по палеомагнитным, так и палеоклиматическим данным, северный дрейф Тихоокеанской плиты в середине и конце мела был значительно [9, 39]. В нашем случае, простираение двух главных зон составляет 275–280°. По оценкам же М.В. Кононова [9], в интервале 125–70 млн. лет траектория перемещения Тихоокеанской плиты была существенно иной – 330°. В-третьих, судя по классическим примерам, при прохождении над горячими точками возникают морфологически хорошо выраженные линейные вулканические хребты, поперечник которых намного меньше их длины. Не превышает 150 км ширина классической Гавайско-Императорской цепи, а для вулканического хребта Луисвилл она еще меньше [40]. Зоны подводных гор западной части океана, как мы отмечали, не имеют прямого выражения в морфоструктурах дна. Ширина их при этом очень велика (см. рис. 16), а для северной зоны, к примеру, приближается к 1000 км.

Принципиально иной подход к объяснению генезиса предполагает, что формирование обнаруженных зон подводных гор было вызвано мощными деформациями Тихоокеанской плиты и связано с декомпрессионным плавлением мантии в зонах литосферного растяжения. Подобная идея была использована в мембранной тектонике Д.Л. Туркотта, Е.Р. Оксбурга, объясняющей генезис внутриплитного вулканизма [50]. Близкая по смыслу модель литосферного будинажа предложена недавно Д.Т. Сандвеллом с соавторами для объяснения особенностей строения северо-западного фланга Восточно-Тихоокеанского поднятия [47]. В соответствии с ней диффузное растяжение океанической литосферы приводит к появлению линейных параллельных зон – будин. Напряжения сосредоточиваются на границах будин, где растяжение ведет к декомпрессионному плавлению мантии. Базальтовые расплавы затем поднимаются вдоль разломов, которые также концентрируются вдоль границ будин.

По нашему мнению, подобное объяснение правомерно и для подводных гор в западной части Тихого океана. Их образование, по-видимому, происходило в пределах трех зон декомпрессионного плавления при диффузном растяжении Тихоокеанской плиты в меловое время. Зоны растяжения закладывались, в этом случае, на западной окраине Тихоокеанской плиты и постепенно смещались к ее центру. Крайне высокая скорость формирования зон на кульминационной стадии является в этом случае скоростью пропагации разломов, по сути – разрыва литосферы, которая, как представляется, может быть очень высокой. Отметим в этой связи результаты Д.У. Каресса, Х.У. Менарда и Р.Н. Хейя, которые на основе рисунка магнитных аномалий детально исследовали особенности спрединга в северо-восточной части Тихого океана [26]. Результаты их моделирова-

ния показали, что на фоне нормального спрединга при скоростях 2–5 см/год в этом районе обычная скорость пропагации центрального рифта была на порядок выше и составляла порядка 20–30 см/год. Эти значения в несколько раз превышают скорость спрединга, а могут быть, по их данным, значительно выше. Продвижение рифта, а это тоже по сути образование разрыва коры при растяжении, имеет, как и формирование зон на центральной стадии, скачкообразный характер.

Следует обратить внимание, что модель образования зон подводных гор при растяжении океанической плиты не следует жестко противопоставлять плюмовой концепции внутриплитного океанического магматизма. В принципе возможны объединяющие варианты, в которых зоны растяжения вызывают не только декомпрессионное плавление, но и способствуют “дренажу” плюмового материала на поверхность. Дальнейшее исследование состава базальтов подводных гор должно позволить определить, в какой степени сочетаются два механизма плавления мантии.

Рассматривая зоны подводных гор как зоны растяжения океанической коры, заметим, что они образуют систему из трех субпараллельных элементов, положение которой в океане, видимо, закономерно. Плато Онтонг-Джава и Манихики также находятся на линии, практически параллельной расположенным к северу зонам. Возможно не случайно и то, что юго-восточное окончание каждой из зон близко началу одного из великих сдвигов восточной части океана. Северной отвечает трансформный разлом Меррей, двум южным зонам – разломы Кларион и Клиппертон. Линии, соединяющей плато Онтонг-Джава и Манихики, соответствует Маркизский сдвиг. Учитывая, что заложение системы великих разломов на востоке океана также происходило в середине мела [9, 23], допустимо предполагать ее комплементарность системе зон подводных гор в западной части океана, причиной которой является единый процесс деформирования тихоокеанской литосферы.

Особенности образования разломов при растяжении хорошо изучены с помощью метода физического моделирования [41]. После первоначального общего растяжения деформации локализируются в относительно узкой линейной зоне, ориентированной под углом 50–60° к направлению растяжения. В определенных случаях возможно формирование нескольких таких зон, параллельных друг другу и расположенных с определенным шагом, величина которого зависит от характеристик материала. Исходя из ориентировки двух главных зон подводных гор (275–280°) и прибавляя 50–60°, легко определить (рис. 4) азимут предполагаемого растяжения, который составляет 325–340° (табл. 2). Это совпадает с СЗ направлением перемещения Тихоокеанской плиты, азимут которого по расчетам М.В. Кононова равен для интервала 125–70 млн. лет 330° [9]. Такое соответствие предполагает, что тыловая об-

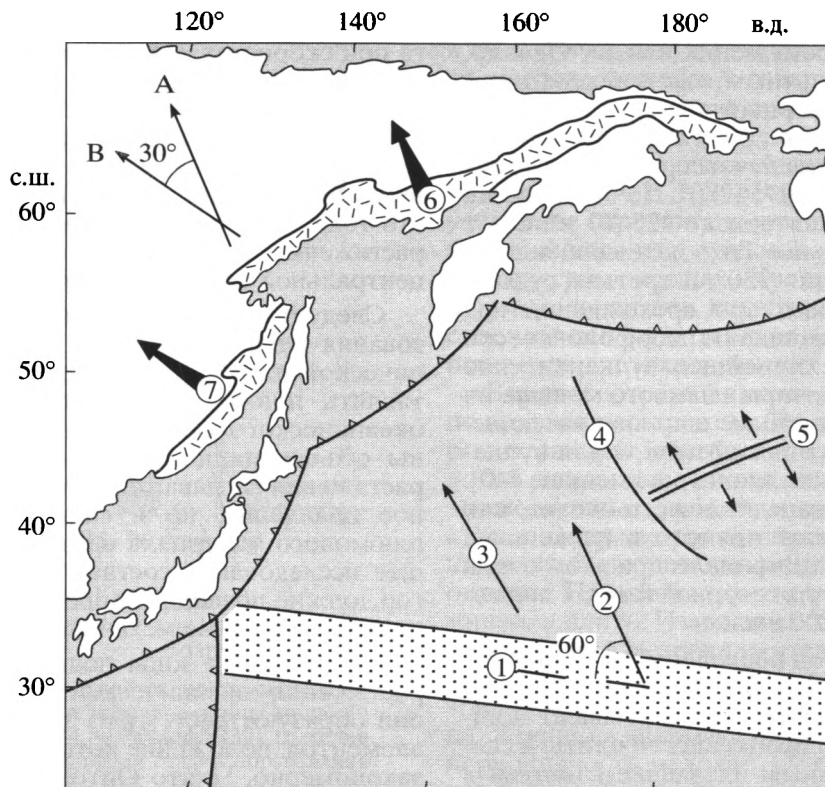


Рис. 4. Согласованность эволюционных направлений в СВ части Тихоокеаники

Цифры в кружках: 1 – северная зона симаунтов, 2 – направление растяжения океанической плиты, 3 – направление перемещения Тихоокеанской плиты в середине–конце мела, 4 – Императорский разлом, 5 – разлом Чинук, стрелки показывают направления спрединга; вулканические пояса: 6 – Охотско-Чукотский и 7 – Восточно-Сихотэ-Алинский; стрелки – направления сжатия окраины континента, перпендикулярные к простираанию поясов

ласть перемещающейся Тихоокеанской плиты во второй половине мела находилась в условиях растяжения. Эти же условия отражают тектонические особенности северо-западной части Тихоокеанской плиты. Главными активными структурами во второй половине мела здесь являлись трог Чинук и Императорский (см. рис. 4). Первый трог, по всей видимости, образовался при растяжении, и во многих геодинамических интерпретациях предполагается, что он является спрединговым хребтом, а Императорский трог, в свою очередь, – его трансформным разломом [9, 53]. Это дает независимую оценку азимуту перемещения Тихоокеанской плиты, и определяет то же самое СЗ направление в 330–340°. Одновременно трог Чинук перпендикулярен (см. рис. 4) предполагаемому направлению растяжений плиты, а Императорский разлом ему параллелен. Перемещение Тихоокеанской плиты в СЗ направлении сопровождалось, таким образом, растяжением коры в ее тыловой части. Близкие условия могут создаваться, к примеру, когда скорость “засасывания” и погружения плиты в зоне субдукции существенно превышает скорость спрединга. Максимальным по интенсивности, учитывая масштаб излияний, растяжение плиты могло быть по линии плато Онтонг Джава – плато Манихики.

ПЕРИОКЕАНИЧЕСКИЕ ПОЯСА СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ

На фронте смещающихся к северо-западу Тихоокеанских плит должна была возникнуть в середине мела комплементарная обстановка сжатия. С альба на северо-восточной окраине Азии началось длительное формирование Охотско-Чукотского вулканического пояса (см. рис. 4), грандиозной наложенной линейной структуры, длина которой составляет порядка 3000–3500 км [2, 11, 22]. Вектор, перпендикулярный к простираанию вулканического пояса, ориентирован в направлении 340°, что вполне совпадает с траекторией перемещения Тихоокеанской плиты (см. табл. 2). Это соответствие подчеркивает практически ортогональное столкновение океанических плит с континентом во второй половине мела [5] и позволяет рассматривать Охотско-Чукотский вулканический пояс как пограничную структуру в области максимального сжатия.

Южнее Охотско-Чукотского пояса аналогичную периокеаническую позицию занимает Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс, протягивающийся вдоль побережья на 1500 км. Его формирование началось значительно позднее, чем Охотско-Чукотского, только в сеноман-ту-

Таблица 2. Направления взаимодействия тихоокеанских плит и северо-восточной окраины Азии

Направление	Азимут	Возраст, млн. лет
Вектор растяжения Тихоокеанской плиты (простираание зон подводных гор +60°)	~325–340°	120–65
Траектория перемещения Тихоокеанской плиты, по [5, 10]	~330°	130–70
Вектор сжатия Азиатской окраины (перпендикуляр к ОЧВП)	~340°	110–68
Вектор конвергенции плиты Беринг (Изанаги) и окраины Азии, по [46]	~340°	120–90
Перестройка тектонического развития Тихого океана		90 ± 5
Вектор сжатия Азиатской окраины (перпендикуляр к ВСАВП)	~300°	95–60
Вектор конвергенции Тихоокеанской плиты и окраины Азии, по [46]	~302°	90–50

ронское время и продолжалось с перерывами до конца неогена [15, 19, 21]. Простираание этого пояса заметно, примерно на 30°, отличается от простираания Охотско-Чукотского пояса (см. рис. 4). Это важное различие в становлении двух меловых поясов, так же как очевидное запаздывание больше чем на 10 млн. лет магматической активности на юге, вызвано изменением угла конвергенции тихоокеанских плит и Азиатского континента, а, следовательно – поворотом вектора сжатия Азиатской окраины. Наиболее четко эта взаимосвязь проявлена в модели Д.К. Ри и Р.А. Данкана [45]. В соответствии с их реконструкцией, в интервале 120–90 млн. лет средний угол конвергенции составлял для района Японии 340° (рис. 5а). Тектоническая перестройка океана в интервале 90–80 млн. лет назад сопровождалась быстрым поворотом вектора конвергенции против часовой стрелки, и для интервала 80–50 млн. лет средний угол столкновения для Японии уже равен ~294° (см. рис. 5а). Такой же расчет, сделанный для пункта Ном (рис. 5б), подтверждает то, что вращение вектора конвергенции на 40–45° против часовой стрелки характерно для всей северо-восточной границы Тихого океана от Японии до Аляски. Реконструкция С. Маруямы, Т. Сено демонстрирует для Японии близкую переориентацию вектора конвергенции с ~348° в интервале 119–85 млн. лет до ~317° в период 85–43 млн. лет [43]. В соответствии с этим поворотом изменяется и азимут максимального сжатия на континентальной окраине. Именно с этим связано расширение области вулканической активности на юг и начало формирования Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Перпендикуляр к его простираанию, азимут ~300°, показывает направление максимального сжатия при образовании пояса. Это значение вполне соответствует (см. табл. 2) вектору конвергенции Тихоокеанской плиты с континентом во второй половине мела.

История конвергенции западной Пацифики и окраины континента [45] прекрасно подтверждает предполагаемую динамику деформаций Тихоокеанской плиты. Как и при исследовании зон подводных гор, в данном случае также обнаруживаются (см. рис. 5а) две продолжительные стадии медленного поворота вектора коллизии, разде-

ленные коротким, 90–80 млн. лет, интервалом его стремительного изменения.

С динамикой Тихоокеанской плиты связано не только время зарождения и отмирания периокеанических поясов востока Азии, но также, что особенно важно, периодичность их формирования. Охотско-Чукотский пояс сложен вулканическими продуктами трех этапов плавления мантии, что хорошо подчеркнуто гомодромным изменением состава расплавов на каждом из них [10, 11]. Детальное изучение возраста магматических образований, проведенное в последние десятилетия комплексом геохронологических методов [11], позволило четко определить продолжительность и границы этих этапов (табл. 3). Каждый из них, несомненно, отвечает определенной стадии расширения Тихоокеанской плиты. Особо отметим короткий средний этап магматической активности на окраине континента, продолжительность которого в два раза меньше, чем у первого и третьего этапов образования пояса. Периодичность становления Охотско-Чукотского вулканического пояса хорошо подчеркнута тем, что каждому из трех его этапов (см. табл. 3) отвечает своя стадия рудообразования [11]. Соответствие этапов образования Охотско-Чукотского пояса динамике формирования зон растяжения в пределах Тихоокеанской плиты очевидно, что можно рассматривать как надежное доказательство взаимосвязи и синхронности тектонического развития океана и окраины Азии в середине–конце мела.

Развитие Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса также имело циклический характер. Для мелового времени выделяются два этапа [19, 21]. На первом, включающем две стадии, магматическая активность началась с внедрения андезитовых и базальт-андезитовых расплавов. На севере Сихотэ-Алиния вулканы первой стадии относятся к больбинской свите. На юге покровы и субвулканические тела этой стадии объединяются в синанчинский комплекс, абсолютный возраст которого составляет 95–90 млн. лет [21]. Интервал его внедрения отвечает завершению первой стадии растяжения океанической коры. На второй стадии первого этапа в интервале 90–85 млн. лет происходили извержения больших объемов недифференцированной кислой магмы

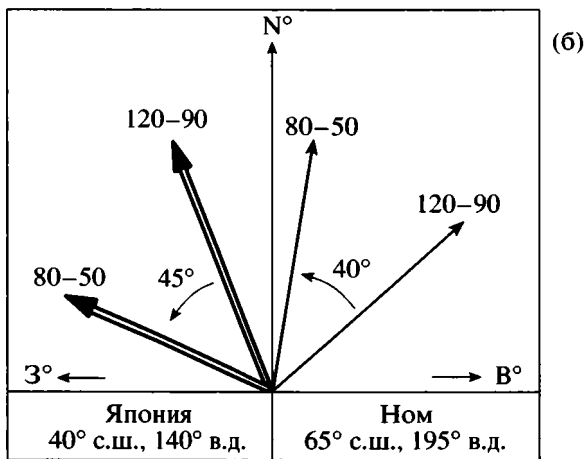
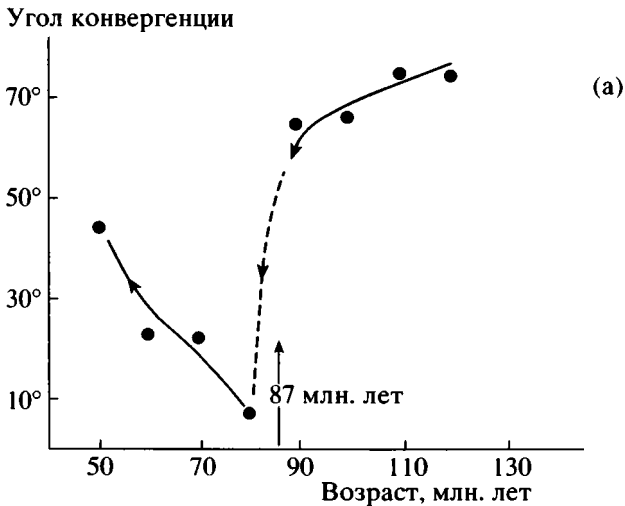


Рис. 5. Особенности конвергенции Тихоокеанских плит с окраиной континента, графики построены по данным Д.К. Ри и Р.А. Данкана [45]: изменение угла конвергенции для Японии в конце мезозоя – начале кайнозоя (а) и поворот против часовой стрелки вектора конвергенции океана и континента (б)

Точки – значения угла с шагом 10 млн. лет. Средние значения определены для Аляски и Японии в возрастных интервалах 120–90 и 80–50 млн. лет

приморской серии [21]. Это синхронно главной стадии образования зон подводных гор (см. табл. 3). Второй этап развития Восточно-Сихотэ-Алинского пояса связан с маастрихт-датским вулканизмом, существенно отличным по структурному плану, формам проявления и составу от магматизма предыдущего этапа [21]. Абсолютный возраст магматических пород, образовавшихся на данном этапе, укладывается в диапазон 70–60 млн. лет.

В становлении Восточно-Сихотэ-Алинского пояса, таким образом, динамика Тихоокеанской плиты отразилась существенно иначе, чем в развитии Охотско-Чукотского пояса. На севере каждый из трех этапов развития пояса (см. табл. 3) прямо отвечает одной из трех стадий формирования зон растяжения океанической плиты. При об-

разовании же Восточно-Сихотэ-Алинского пояса соответствие имеет другой характер. Первый, сенноман-туронский этап становления Восточно-Сихотэ-Алинского пояса (95–85 млн. лет), по всей видимости, отвечает периоду максимальной интенсивности деформаций океанической плиты. Магматическая активность же на втором маастрихт-датском этапе развития вулканического пояса, скорее всего, зафиксировала не третью стадию формирования симаунтов, но завершение всего периода образования зон растяжения Тихоокеанской плиты. Максимальное сжатие окраина континента испытывает в интервале 95–85 млн. лет, так как именно в этот краткий период магматическая активность проявляется одновременно и в Охотско-Чукотском, и в Восточно-Сихотэ-Алинском поясах (см. табл. 3), по всему северо-восточному периметру океана.

КУЛЬМИНАЦИЯ ГРАНИТООБРАЗОВАНИЯ НА СЕВЕРОВОСТОКЕ АЗИИ

Рассматривая синхронность меловой эволюции Тихоокеанской плиты и ее Азиатского обрамления нельзя оставить без внимания проблему возраста гранитоидных комплексов. В принципиальном плане идея о том, что внедрение гранитов по окраинам Тихого океана в середине мела отражает динамику океанических плит, была выдвинута Р.Л. Ларсоном и У.С. Питманом [38], которые предположили, что ускорение спрединга в интервале 110–85 млн. лет вызвало усиление субдукции, что в свою очередь привело к образованию гранитных батолитов в Японии и Китае, Новой Зеландии и Антарктиде, вдоль всего западного побережья Северной и Южной Америки.

Геохронологические данные о возрасте мезозойских гранитоидных комплексов Северо-Восточной Азии были обобщены в принципиальной работе И.А. Загрузиной [4], которая выделила эпоху максимального гранитообразования возрастом 100 ± 10 млн. лет. Выше было показано, что возраст стадии быстрого формирования зон подводных гор, синхронной, по всей видимости, с максимумом океанического спрединга, составляет 90–85 млн. лет, а кульминация магматической активности при образовании периокеанических вулканических поясов происходила в интервале 95–85 млн. лет. Все это предполагает, что возраст эпохи гранитообразования 100 ± 10 млн. лет по И.А. Загрузиной [4], по всей видимости, завышен. Современные данные по абсолютной геохронологии согласуются с этим предположением. К примеру, 2/3 абсолютных датировок возраста оловоносных гранитоидных комплексов мезозоя на СВ России отвечает позднему мелу и моложе 96 млн. лет [18]. Южнее, в Корее, основная вспышка гранитоидного магматизма, как показывают многочисленные геохронологические данные [21], была в интервале 90–80 млн. лет назад. Наиболее детальное исследование абсолютного возраста

Таблица 3. Синхронность эволюции Тихоокеанской плиты и становления периокеанических поясов Северо-Востока Азии

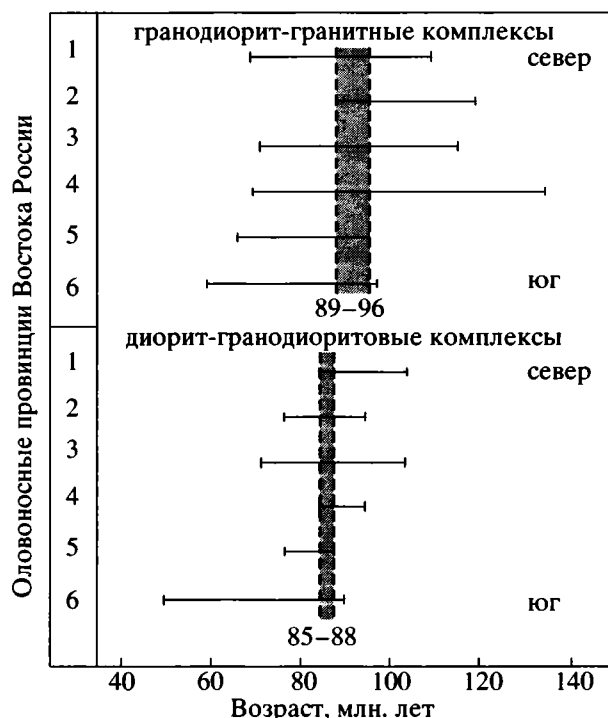
Стадии/этапы образования, млн. лет	1	2	3
Тихий океан			
Зоны растяжения (симаунтов) Тихоокеанской плиты	120–90	90–85	85–65
Океанические плато (Онтонг-Джава, Манихики)	122–120	90–88	70–65
Реорганизация спрединга (рождение плиты Кула)		87.5–84	
Северо-восточная окраина Азии			
Охотско-Чукотский вулканический пояс	110–95	95–88	86–68
Рудообразование в Охотско-Чукотском вулканическом поясе	110–105	~90	86–83
Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс	95–90	90–85	70–60

гранитоидов СВ Азии проведено И.Н. Котляр и др. [11]. Они среди интрузивных образований ранне-поздне мелового возраста выделяют гранитоидные комплексы: 1) Дукчинский (99 ± 3 млн. лет), 2) Омсукчанский (97 ± 4 млн. лет), 3) Леурваамский (91 ± 4 млн. лет) и 4) Неорчанский (84 ± 3 млн. лет). Именно эти комплексы формировались в интересующую нас эпоху гранитообразования, и возраст ее примерно отвечает, как очевидно, интервалу 92 ± 10 млн. лет.

Поздне меловые интрузивные комплексы находятся в несомненной парагенетической связи с вулканитами Охотско-Чукотского пояса [11]. При этом Дукчинский и Омсукчанский комплексы относятся к продуктам раннего, а Леурваамский и Неорчанский – к образованиям среднего этапа развития Охотско-Чукотского вулканического пояса. Эпоха гранитообразования, следовательно, подразделяется на две стадии, граница между которыми приблизительно отвечает рубежу ~ 92 млн. лет.

Обе важнейших возрастных особенности поздне меловой эпохи гранитообразования надежно подтверждаются геохронологическими данными по оловоносным гранитоидам Дальнего Востока России, подобранным С.М. Родионовым [18]. Комплексы подразделяются им на гранодиорит-гранитные и диорит-гранодиоритовые типы, геохронологические данные для которых систематизированы по 6 оловоносным провинциям от Чукотки на севере до южного Сихотэ-Алиня [18]. Максимальная магматическая активность отвечает тем возрастным интервалам, когда внедрение магм происходило одновременно во всех провинциях Дальнего Востока. Такие интервалы есть (рис. 6): для гранодиорит-гранитных комплексов синхронное внедрение магм отмечается в период 96–89 млн. лет назад, для второго типа комплексов этот интервал смещен и имеет возраст 88–85 млн. лет. Кульминация магмообразования по этим данным отвечает тому же рубежу 90 ± 5 млн. лет, причем, так же как в Охотско-Чукотском вулканическом поясе, выделяются две стадии интрузивной деятельности.

Сравнение с динамикой Тихоокеанской плиты (см. табл. 3) показывает, что эпоха магматической активности на континентальной окраине начинается на завершении первой стадии и охватывает всю короткую вторую стадию формирования зон подводных гор. В этом контексте явно не случайным выглядит и смещение максимумов магматической активности двух типов оловоносных гранитоидных комплексов (см. рис. 6). Возможно, оно означает, что гранодиорит-гранитные комплексы формировались при нарастании сжатия, образование же диорит-гранодиоритовых комплексов могло происходить после кульмина-

**Рис. 6.** Средне меловая эпоха гранитообразования по данным об абсолютном возрасте оловоносных интрузивных комплексов Востока России

Оловоносные провинции: 1 – Чукотская; 2 – Колымская; 3, 4 – Хингано-Охотская; 5, 6 – Сихотэ-Алинская. Построено по [18]

ции сжатия континентальной окраины и смене его растяжением. В целом, следует предполагать, что эпоха гранитообразования в интервале 90 ± 5 млн. лет, так же как одновременное излияние магм в Охотско-Чукотском и Восточно-Сихотэ-Алинском вулканических поясах в том же возрастном интервале, отразили кульминацию субдукции при максимальном сжатии континентальной окраины, вызванном главной перестройкой мезовой динамики тихоокеанских плит.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Белый В.Ф.* Вулканизм и тектоническое развитие континентальных окраин Тихого океана // Тихоокеанская геология. 1985. № 5. С. 23–32.
2. *Белый В.Ф.* Геология Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 76 с.
3. Вулканические пояса Востока Азии / Отв. ред. А.Д. Шеглов. М.: Наука, 1984. 503 с.
4. *Загрузина И.А.* Эволюция мезозойского магматизма в Тихоокеанском обрамлении в свете радиологических данных // Геология и геофизика. 1980. № 4. С. 10–18.
5. *Зоненшайн Л.П., Кононов М.В., Савостин Л.А.* Движения плит Тихого океана по отношению к Евразии за последние 130 млн. лет и связь с ними орогенических событий на Северо-Востоке Азии // 27-я сес. МГК. Тез. Докл. М.: Наука, 1984. Т. 9. С. 55.
6. *Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Седов А.П.* Глобальные палеогеодинамические реконструкции для последних 160 млн. лет // Геотектоника. 1984. № 3. С. 3–16.
7. *Зоненшайн Л.П., Матвеев В.В., Баранов Б.В., Хаин В.В.* Перемещения подводных гор мелового возраста запада Тихого океана за последние 110 млн. лет // Океанология. 1987. Т. 27. № 4. С. 592–597.
8. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. М.: Недра, 1990. 334 с.
9. *Кононов М.В.* Тектоника плит северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1989. 168 с.
10. *Котляр И.Н., Белый В.Ф., Милов А.П.* Петрохимия магматических формаций Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1981. 223 с.
11. *Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Гагиева А.М.* Изотопные системы магматических и метаморфических комплексов Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. 319 с.
12. *Леонтьев О.К., Лукьянова С.А., Медведев В.С.* Опыт применения морфологического анализа коралловых рифов и гайотов для изучения вертикальных движений земной коры // Колебания уровня Мирового океана и вопросы морской геоморфологии. М.: Наука, 1975. С. 72–76.
13. *Матвеев В.В., Марова Н.А.* Возраст формирования магматических комплексов и связанных с ними структур поднятия Маркус-Неккер // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 5. С. 78–89.
14. *Менард Г.У.* Геология дна Тихого океана. М.: Мир, 1966. 274 с.
15. *Мишин Л.Ф., Чжао Чунцзин, Солдатов А.И.* Мезозойско-кайнозойские вулканоплутонические пояса и системы в континентальной части Востока Азии и их зональность // Тихоокеанская геология. 2003. № 3. С. 28–47.
16. *Парфенов Л.М., Натальин Б.А., Войнова И.П.* Тектоническая эволюция активных континентальных окраин на северо-западе Тихоокеанского обрамления // Геотектоника. 1981. № 1. С. 85–104.
17. *Парфенов Л.М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Восточной Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
18. *Родионов С.М.* Петрогеохимическая эволюция оловоносных рудно-магматических систем Востока России // Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока Азии: III Косыгинские чтения, 23–25 января 2001. г. Хабаровск / Под ред. Н.П. Романовского. Хабаровск: ИТиГ им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, 2001. С. 225–239.
19. *Синюков В.И.* Формации и структура Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1986. 158 с.
20. *Ставский А.П., Чехович В.Д., Кононов М.В., Зоненшайн Л.П.* Тектоника плит и палинспастические реконструкции Анадырско-Корякского региона // Геотектоника. 1988. № 6. С. 32–42.
21. Тихоокеанская окраина Азии. Магматизм / Под ред. С.С. Зимина и др. М.: Наука, 1991. 264 с.
22. *Филатова Н.И.* Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 264 с.
23. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 606 с.
24. *Anderson D.I., Tanimoto T., Zhang Y.-S.* Plate tectonics and hotspots: the third dimension // Science. 1992. Vol. 256. P. 1645–1651.
25. *Berggren W.A., Kent D.V., Flynn J.J., Van Couvering J.A.* Cenozoic geochronology // Geol. Soc. Am. Bull. 1985. Vol. 96. P. 1407–1418.
26. *Caress D.W., Menard H.W., Hey R.N.* Eocene reorganization of the Pacific-Farallon spreading center north of the Mendocino fracture zone // J. Geophys. Res. 1988. B4. P. 2813–2838.
27. *Engebretson D.C., Cox A., Gordon R.G.* Relative motions between oceanic plates in the Pacific basin // J. Geophys. Res. 1984. Vol. 89. № 12. P. 10291–10310.
28. *Engebretson D.C., Cox A., Gordon R.G.* Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific basin // Bull. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper. 1985. Vol. 206. P. 1–59.
29. *Hamilton E.L.* Sunken islands of the Mid-Pacific mountains // Geol. Soc. Amer. Mem. 1956. 64 p.
30. *Hess H.H.* Drowned ancient islands of the Pacific Basin // Amer. J. Sci. 1946. Vol. 224. P. 772–792.
31. *Hilde T.W.C., Uyeda S., Kroenke L.* Evolution of the Western Pacific and its margin // Tectonophysics. 1977. Vol. 38. № 1. P. 45–165.
32. *Ito G., Clift P.D.* Subsidence and growth of Pacific Cretaceous plateaus // Earth Planet. Sci. Lett. 1998. Vol. 161. P. 85–100.
33. *Jarrard R.D., Clague D.A.* Implications of Pacific island and seamount ages for the origin of volcanic chains // Rev. Geophys. 1977. Vol. 15. № 1. P. 57–76.
34. *Kerr A.C., Tarney J., Nivia A., Marriner G.F., Saunders A.D.* The internal structure of oceanic plateaus: inferences from obducted cretaceous terranes in western Colombia and the Caribbean // Tectonophysics. 1998. Vol. 292. P. 173–188.

35. Kerr A.C., White R.V., Saunders A.D. LIP reading: recognizing oceanic plateaux in the geological record // *J. Petrol.* 2000. Vol. 41. № 7. P. 1041–1056.
36. Larson R.L. Latest pulse of Earth: evidence for a mid-Cretaceous superplume // *Geology.* 1991. Vol. 19. P. 547–550.
37. Larson R.L., Chase C.G. Late Mesozoic evolution of the Western Pacific Ocean // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1972. Vol. 83. P. 3627–3644.
38. Larson R.L., Pitman W.C. World-wide correlation of Mesozoic magnetic anomalies, and its implications // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1972. Vol. 83. P. 3645–3662.
39. Lithgow-Bertelloni C., Richards M.A. The dynamics of Cenozoic and Mesozoic plate motions // *Rev. Geophys.* 1998. Vol. 36. № 1. P. 27–78.
40. Lonsdale P. Geography and history of the Louisville hotspot chain in the southwest Pacific // *J. Geophys. Res.* 1988. Vol. 93. № B4. P. 3078–3104.
41. Malkin B.V., Shemenda A.I. Mechanism of rifting: considerations based on results of physical modelling and on geological and geophysical data // *Tectonophysics.* 1991. № 199. P. 193–200.
42. Mammerickx J., Sharman G.F. Tectonic evolution of the North Pacific during the Cretaceous Quiet Period // *J. Geophys. Res.* 1988. Vol. 93. № B4. P. 3009–3024.
43. Maruyama S., Seno T. Orogeny and relative plate motions: example of the Japanese islands // *Tectonophysics.* 1986. Vol. 127. P. 305–329.
44. Morgan W.J. Plate motions and deep mantle convection // *Geol. Soc. Am. Mem.* 1972. Vol. 132. P. 7–22.
45. Rea D.K., Duncan R.A. North Pacific plate convergence: a quantitative record of the past 140 m.y. // *Geology.* 1986. Vol. 14. P. 373–376.
46. Sager W.W., Koppers A.A.P. Late Cretaceous polar wander of the Pacific plate: evidence of a rapid true polar wander events // *Science.* 2000. Vol. 287. P. 455–459.
47. Sandwell D.T., Winterer E.L., Mammerickx J. Evidence for diffuse extension of the Pacific plate from Pukapuka ridges and cross-grain gravity lineations // *J. Geophys. Res.* 1995. Vol. 100. № B8. P. 15087–15099.
48. Tejada M.L.G., Mahoney J.J., Duncan R.A., Hawkins M.P. Age and geochemistry of basement and alkalic rocks of Malaita and Santa Isabel, Solomon Islands, southern margin of Ontong Java Plateau // *J. Petrol.* 1996. Vol. 37. P. 361–394.
49. Thiede J., Dean W.E. et al. The geologic history of the Mid-Pacific mountains in the central North Pacific ocean – a synthesis of deep-sea drilling studies // *Initial Rep. DSDP.* Washington, DC: Govern. Print. Office. 1981. Vol. 62. P. 1073–1120.
50. Turcotte D.L., Oxburgh E.R. Intra-plate volcanism // *Philos. Trans. Roy. Soc. London A.* 1978. Vol. 288. № 1355. P. 561–579.
51. Wessel P., Kroenke L.W. The geometric relationship between hot spots and seamounts: implications for Pacific hot spots // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. Vol. 158. P. 1–18.
52. Wilson J.T. A possible origin of the Hawaiian islands // *Can. J. Phys.* 1963. Vol. 41. P. 863–870.
53. Woods M.T., Davies G.F. Late Cretaceous genesis of the Kula plate // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol. 58. № 2. P. 161–166.

Рецензенты: С.В. Руженцев,
М.Н. Шапиро, С.Д. Соколов

The Cretaceous Dynamics of the Pacific Plate and Stages of Magmatic Activity in Northeastern Asia

A. A. Stepashko

*Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics, Far East Division, Russian Academy of Sciences,
ul. Kim Yu Chena 65, Khabarovsk, 680000 Russia
e-mail: stepashko@itig.as.khb.ru*

Abstract—The dynamics of the Pacific Plate is recorded in the systematic variation of location and the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age of seamounts in the western Pacific from 120 to 65 Ma ago. The seamounts are grouped into three linear zones as long as 5000 km. The seamounts become younger in the southeastern direction along the strike of these zones. Correlation between age and location of seamounts allows division of the history of their formation into three stages. The rate of seamount growth was relatively low (2–4 cm/yr) during the first and the third stages within the intervals of 120–90 and 85–65 Ma, whereas during the second stage (90–85 Ma), the seamounts were growing very fast (80–100 cm/yr). In the midst of this stage, at ~87 Ma ago, the magmatic activity increased abruptly. The dynamics of seamount building is in good agreement with (1) pulses in the development of the Ontong Java, Manihiki, and Caribbean–Colombian oceanic plateaus; (2) the age of spreading acceleration in the mid-Cretaceous; and (3) the short period when the Izanagi Plate ceased to exist and the Kula Plate was formed. The variation of the seamounts' age and location is in consistence with the hypothesis of diffuse extension of the Pacific Plate in the course of its motion with formation of impaired zones of decompression melting. The direction of extension (325–340° NW) calculated from the strike of seamount zones is consistent with the path of the Pacific Plate (330° NW) in the Late Cretaceous. The immense periocceanic volcanic belts were formed at that time along the margin of the Asian continent. The Okhotsk–Chukchi Peninsula Belt extends at a right angle to the compression vector. Three stages of this belt's evolution are synchronous with the stages of seamount formation in the Pacific Plate. The delay in the origination of the East Sikhote-Alin Volcanic Belt and its different orientation were caused by counterclockwise rotation of the vector of convergence of oceanic and continental plates in the mid-Cretaceous. At the same time, i.e., 95–85 Ma ago, the volcanic activity embraced the entire continental margin and the tin granites were emplaced everywhere in eastern Asia. This short episode (90 ± 5 Ma) corresponds to the mid-Cretaceous maximum of compression of the continental margin, and its age fits a culmination in extension of the Pacific Plate well.

УДК 551.242.24(265)

ГЕНЕЗИС ОКЕАНИЧЕСКИХ ВОЗВЫШЕННОСТЕЙ ШАТСКОГО И ХЕССА (ТИХИЙ ОКЕАН) ПО ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ И РЕЗУЛЬТАТАМ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

© 2006 г. Е. В. Вержбицкий¹, Л. И. Лобковский¹, М. В. Кононов¹, В. Д. Котелкин²¹Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, Москва, Нахимовский просп., 36²Механико-математический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, 119992, Москва, Воробьевы горы

Поступила в редакцию 14.10.2004 г.

Анализируются особенности геологического строения и распределения геофизических полей в районе возвышенностей Шатского и Хесса. По данным теплового потока определен возраст возвышенностей Шатского (~140 млн. лет) и Хесса (~100 млн. лет), соответствующий возрасту, определенному по магнитным данным. Рассчитана мощность литосферы возвышенностей (80–90 км), близкая мощности плит океанического обрамления. Это указывает на образование возвышенностей вблизи оси спрединга. Сделан вывод о том, что возвышенности формировались как самостоятельные структуры, а их эволюция происходила в соответствии с кристаллизационной моделью образования океанического дна. Выполнен тектонический анализ северной части Тихого океана и предложена геодинамическая модель образования возвышенностей Шатского и Хесса в период 140–83.5 млн. лет. Согласно модели возвышенности были сформированы в области точки тройного сочленения плит, что подтверждается результатами исследований теплового потока. Выполненный анализ геотермических и геодинамических данных и результаты численного моделирования относят генезис возвышенностей Шатского и Хесса к процессам плюм-тектоники.

ВВЕДЕНИЕ

В северо-западной части Тихого океана расположены примерно симметрично относительно Императорского хребта возвышенности Шатского и Хесса (рис. 1), являющиеся наиболее крупными геологическими структурами этого региона.

Возвышенность Шатского протягивается в юго-западном направлении на ~1500 км при ширине около 500 км. Возвышенность состоит из Северного, Центрального и Южного массивов, превышающих дно Северо-Западной котловины на 2–3 км. Массивы разделены депрессиями до глубин 5 км и осложнены горстами, длина которых не превышает 80 км [6, 8, 12]. Возвышенность Хесса напоминает в плане перевернутую букву *T*, составляющие которой имеют северо-западное и восток-северо-восточное простирание. Северо-западная часть возвышенности имеет длину ~400 км, ширину ~80 км, а ее структура состоит из Центральной платформы и Северного поднятия, которые приподняты над Императорской котловиной на 1–1.5 км. Южная часть возвышенности Хесса протягивается на ~1000 км при ширине ~400 км и включает Северо-Западный хребет, Южное поднятие, банку Меллиш и Восточный хребет. Превышение этих структур над окружающей котловиной составляет 2–3 км. Местами рельеф возвышенностей Шатского и Хесса характеризуется большой расчлененностью с вы-

сотой отдельных ступеней фундамента 100–1000 м и более [31].

По данным сейсмических исследований, осадочный чехол на возвышенностях Шатского и Хесса фрагментарен, а его мощность в целом не превышает 1 км [14, 29]. Осадки, перекрывающие фундамент, практически не деформированы. Анализ палеонтологических остатков в базальных осадочных слоях указывает, что возвышенности в момент их образования находились в мелководных (субаэральных) условиях, после чего опустились до глубин 2–3 км. Осадочная толща этих возвышенностей в основном характеризуется биогенным кремнисто-карбонатным разрезом. Это свидетельствует о накоплении осадков выше уровня карбонатной компенсации. Под осадками залегает второй сейсмический слой со скоростями продольных волн 5.2–5.5 км/с. Третий слой характеризуется скоростью 6.8 км/с. В целом мощность коры (15–20 км) возвышенностей Шатского и Хесса увеличена в 2–3 раза по сравнению с мощностью коры (~7 км) глубоководных котловин Мирового океана.

Скорость излияния базальтовых лав и их распределение по площади в процессе формирования возвышенностей Шатского и Хесса аналогичны выплавке траппо-базальтов на плато Декан (Индийский континент). В связи с этим был высказан ряд гипотез генезиса обеих возвышеннос-

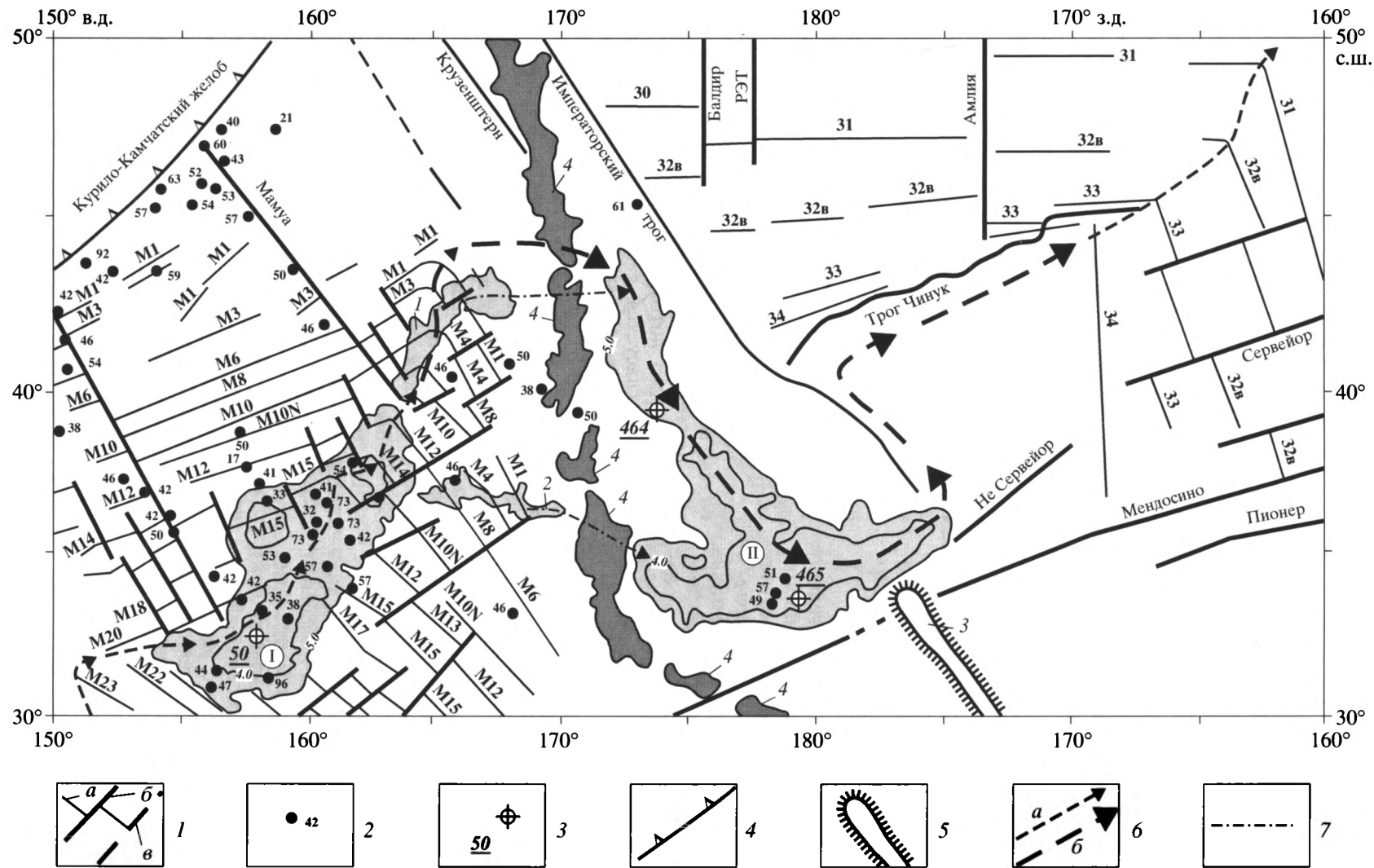


Рис. 1. Карта геотермической и магнитной изученности северо-западной части Тихого океана

1 – *a* – линейные магнитные аномалии, *b*, *v* – трансформные разломы: *b* – достоверные, *v* – предполагаемые; 2 – точки измерения теплового потока ($\text{мВт}/\text{м}^2$); 3 – скважины глубоководного бурения и их номер; 4 – зона субдукции; 5 – подводный хребет; 6 – траектории движения точки тройного сочленения плит: *a* – установленные, *b* – предполагаемые; 7 – направление передвижения горячей точки, указывающее на связь возвышенностей Шатского и Хесса.

Римскими цифрами обозначены: I – возвышенность Шатского; II – возвышенность Хесса. Арабскими цифрами обозначены: 1 – хребет Папанина; 2 – подводные горы Оджин; 3 – хребет Лилиюокалани; 4 – Императорская цепь подводных гор

тей, включая гипотезы выплавки траппо-базальтов континентального типа, базальтов океанических плато, магматизма асейсмичных хребтов и горных цепей [10, 29].

Возвышенности Шатского и Хесса слабо выражены в поле силы тяжести. Эти структуры характеризуются знакопеременными аномалиями в свободном воздухе 10–20 мГал, что указывает на их изостатическую уравновешенность [14].

Возвышенность Шатского находится в районе широкого развития линейных магнитных аномалий, в то время как возвышенность Хесса расположена в зоне спокойного магнитного поля, где аномалии отсутствуют (см. рис. 1). Ближайшая магнитная аномалия С32 (72 млн. лет) к северо-востоку от возвышенности Хесса находится на расстоянии ~1600 км. Аномалии, обрамляющие возвышенность Шатского, имеют характерный коленообразный излом. К северо-западу от этой возвышенности расположены мезозойские аномалии М20-М1 (146–124 млн. лет), а к юго-востоку М22-М10 (150–132 млн. лет) [25, 27, 29].

Симметричное расположение относительно Императорского хребта, увеличенная мощность коры по сравнению с корой окружающих котловин и значительное погружение фундамента в процессе геодинамической эволюции в принципе дает основание сделать вывод об общем генезисе возвышенностей Шатского и Хесса. Однако особенности распределения магнитного поля в северо-западной части Тихого океана указывают на различный возраст этих структур. Излом полосовых аномалий в районе возвышенности Шатского позволяет предполагать ее образование в районе точки тройного сочленения плит. С другой стороны, возвышенность Хесса находится в зоне спокойного магнитного поля. В этих условиях ключевую роль будет играть геотермический метод, который позволяет выполнить расчеты возраста дна, провести моделирование глубинного строения литосферы возвышенности. Учитывая аномальную мощность коры возвышенностей Шатского и Хесса, необходимо также выполнить анализ данных теплового потока с целью выяснения вопроса о связи погружения фундамента этих структур с геотермической (кристаллизационной) моделью образования океанической литосферы. Оценка геодинамических параметров эволюции возвышенности Хесса потребует дополнительно тектонического анализа региона. В свою очередь, геотермический и кинематический анализ, петрохимические данные, новые геомагнитные данные и численное моделирование позволяют сделать более аргументированные выводы о механизме и глубинном источнике образования возвышенностей Шатского и Хесса. Всем перечисленным выше вопросам и посвящена эта работа.

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ И ГЕНЕЗИС ЛИТОСФЕРЫ ВОЗВЫШЕННОСТИ ШАТСКОГО И ХЕССА

На рисунке 1 дано распределение теплового потока в районе возвышенностей Шатского и Хесса. Тепловой поток на возвышенности Шатского, в целом, ниже среднепланетарного (60 мВт/м^2) и изменяется в пределах $28\text{--}57 \text{ мВт/м}^2$. В северо-восточной и юго-западной части структуры имеются повышенные значения теплового потока 73 мВт/м^2 и 96 мВт/м^2 . Эти повышенные значения приурочены к разломным зонам возвышенности и скорее всего обусловлены магматическими интрузиями неоген-четвертичного времени [3, 15].

Средний возраст возвышенности Шатского на основании имеющихся здесь линейных магнитных аномалий М20-М10 (150–132 млн. лет) составляет ~140 млн. лет и согласуется с данными глубоководного бурения [19]. Как уже отмечалось выше, возвышенность Шатского изостатически уравновешена. Поэтому для оценки фонового теплового потока структуры можно применить соотношение, которое является решением уравнения теплопроводности для геотермической модели формирования океанической литосферы [16].

В соответствии с этим соотношением для среднего значения возраста возвышенности Шатского (140 млн. лет), найденного по магнитным данным, получим оценку среднего (фонового) значения теплового потока, равную 40 мВт/м^2 . Это хорошо согласуется с геотермическим фоном возвышенности ($41 \pm 9 \text{ мВт/м}^2$), рассчитанным по измеренным значениям теплового потока, и геотермическим фоном непосредственно примыкающих к возвышенности участков литосферных плит ($42 \pm 3 \text{ мВт/м}^2$).

Оценку мощности литосферы возвышенности Шатского можно выполнить, используя соотношение, устанавливающее связь между временем остывания океанической литосферы и ее мощностью [1, 34].

Из этого соотношения следует, что для среднего возраста возвышенности Шатского 140 млн. лет, определенного по магнитным аномалиям, мощность литосферы составит ~92 км. Следует отметить, что этот возраст возвышенности определяется, в целом, намагниченностью 2 (базальтового) слоя коры, который составляет лишь самую верхнюю часть литосферы.

Используя соотношение из работы [16], можно рассчитать возраст возвышенности Шатского и прилегающей котловины по фоновым тепловым потокам (41 и 42 мВт/м^2 , соответственно), полученным выше по данным измерений. В этом случае рассчитанный возраст возвышенности составит 137 млн. лет, а котловины – 130 млн. лет. Определенный возраст возвышенности хорошо

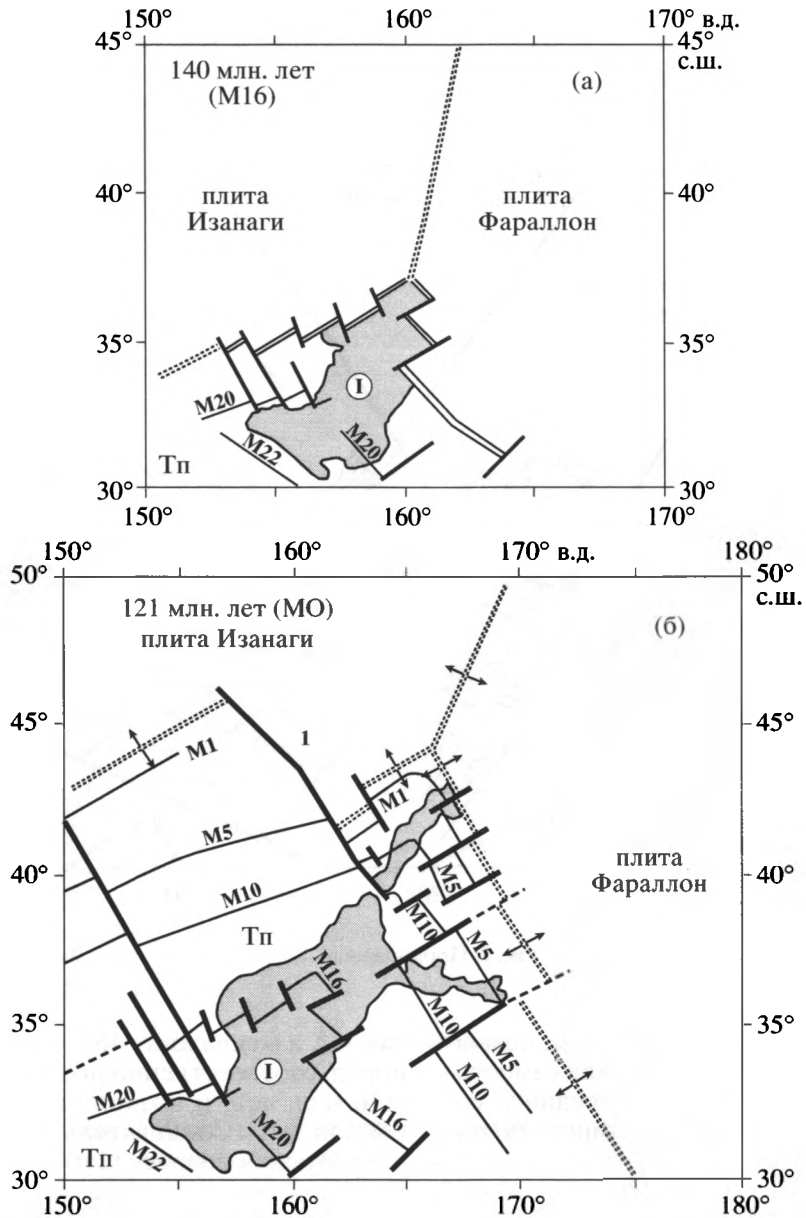


Рис. 2. Плита-тектонические схемы истории развития северной части Тихого океана для периода времени 140–80 млн. лет: *а* – 140 млн. лет, *б* – 121 млн. лет, *в* – 100 млн. лет, *г* – 80 млн. лет. Условные обозначения см. рис. 1

1 – *а* – линейные магнитные аномалии, *б*, *в* – трансформные разломы: *б* – достоверные, *в* – предполагаемые; 2 – система спрединговых хребтов: *а* – устанавливаемых по линейным магнитным аномалиям и трансформным разломам, *б* – предполагаемые.

Римскими цифрами обозначены: I – возвышенность Шатского, II – возвышенность Хесса. Трансформные разломы: 1 – Мамау; 2 – Крузенштерна; 3 – Императорский; 4 – Не-Сервейер; 5 – Мендосино; 6 – Пионер. ТП – Тихоокеанская плита

согласуется с ее возрастом (140 млн. лет), найденным по магнитным аномалиям. Небольшое различие (~7 млн. лет) в возрасте котловины и возвышенности Шатского позволяет сделать вывод о формировании возвышенности вблизи оси спрединга, в процессе которого была сформирована литосфера котловины. На это указывают и близкие величины мощностей литосферы возвышенности и котловины (92 и 89 км), найденные из

уравнения [1, 34] по их возрасту, определенному выше по геотермическим данным.

Распределение тепловых потоков вдоль возвышенности Шатского (рис. 3, б) относительно теоретической геотермической кривой (формула (1)) в среднем составляет 25%, что характерно для возраста океанического дна более ~70 млн. [30]. Это позволяет сделать следующий вывод.

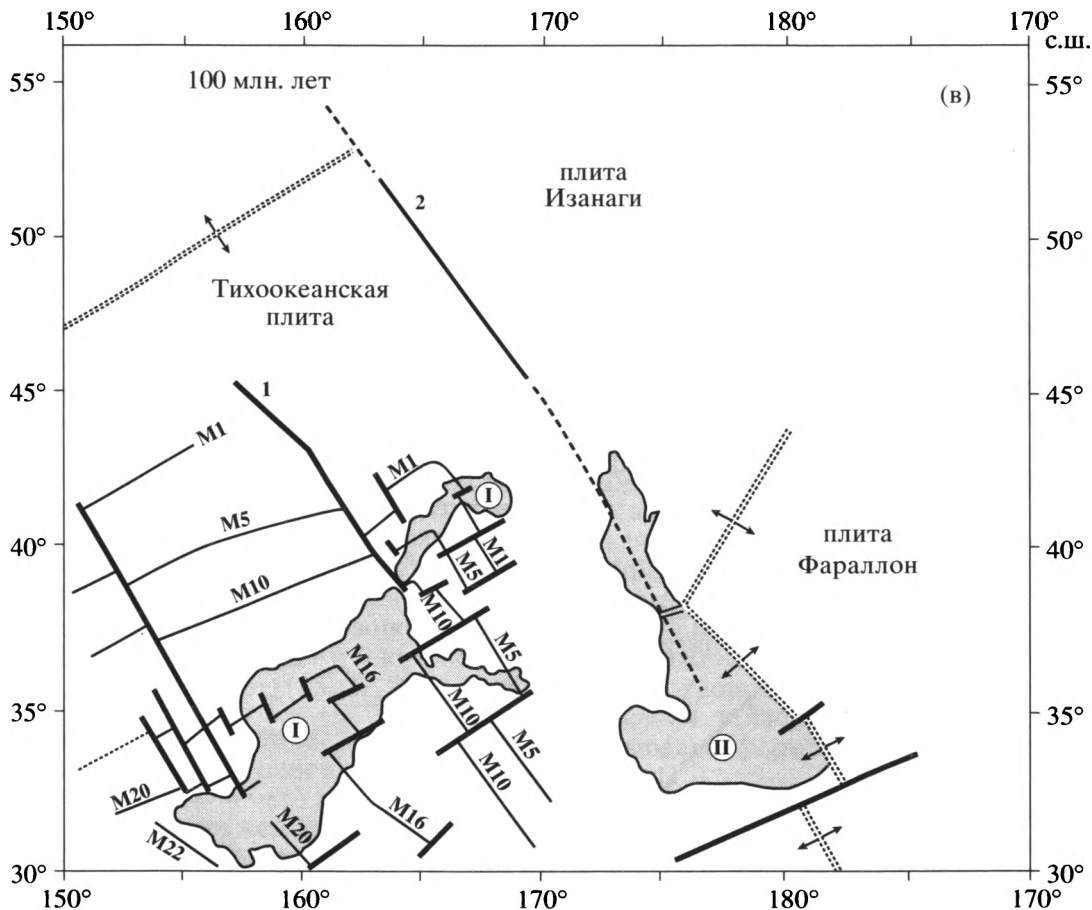


Рис. 2. Продолжение.

Несмотря на аномальное строение коры, возвышенность Шатского формировалась как самостоятельная структура в районе оси спрединга согласно геотермической модели эволюции океанической литосферы.

Как уже отмечалось раньше, возвышенность Хесса расположена в зоне спокойного магнитного поля (см. рис. 1). Отсутствие магнитных аномалий существенно затрудняет анализ развития региона. С целью изучения характера изменения возраста дна к юго-западу и северо-востоку от возвышенности Хесса в работе [27] было рассчитано распределение изохрон с учетом существования в районе Императорского трога предполагаемой оси спрединга и магнитных аномалий M0 и C34 (120 и 84 млн. лет). Следует отметить, что наличие здесь предполагаемой оси (зоны) спрединга уменьшает надежность в определении таким методом возраста дна.

В северо-западной части возвышенности Хесса и в средней части ее южного сегмента выполнено глубоководное бурение (скважины DSDP 464 и 465), где достигнуты породы фундамента [32]. В скважине 464 вскрыты толеитовые ба-

зальты, а в скважине 465 – трахиты; возраст этих пород, соответственно поздний апт – ранний альб (116 млн. лет) и поздний альб – ранний сенман (98 млн. лет). Следовательно, полученный по данным бурения возраст (110–95 млн. лет) в принципе отвечает среднему возрасту формирования возвышенности Хесса (~100 млн. лет), найденному по рассчитанным изохронам [27].

В стволе скважины 465 был измерен тепловой поток, равный 57 мВт/м^2 . Вблизи этой скважины погружными термоградиентографами было также получено два значения теплового потока 51 и 40 мВт/м^2 [31]. В целом, среднее значение теплового потока в районе скважины составляет $49 \pm 6 \text{ мВт/м}^2$. Используя соотношение из [16], можно по найденному среднему тепловому потоку выполнить оценку возраста возвышенности Хесса, которая составит 96 млн. лет. Полученная оценка согласуется с возрастом (110–95 млн. лет), определенным по данным бурения, и возрастом, найденным на основании расчета изохрон в районе возвышенности (100 млн. лет). Учитывая изостатическую уравновешенность возвышенности, можно сделать следующий важный вывод. Лито-

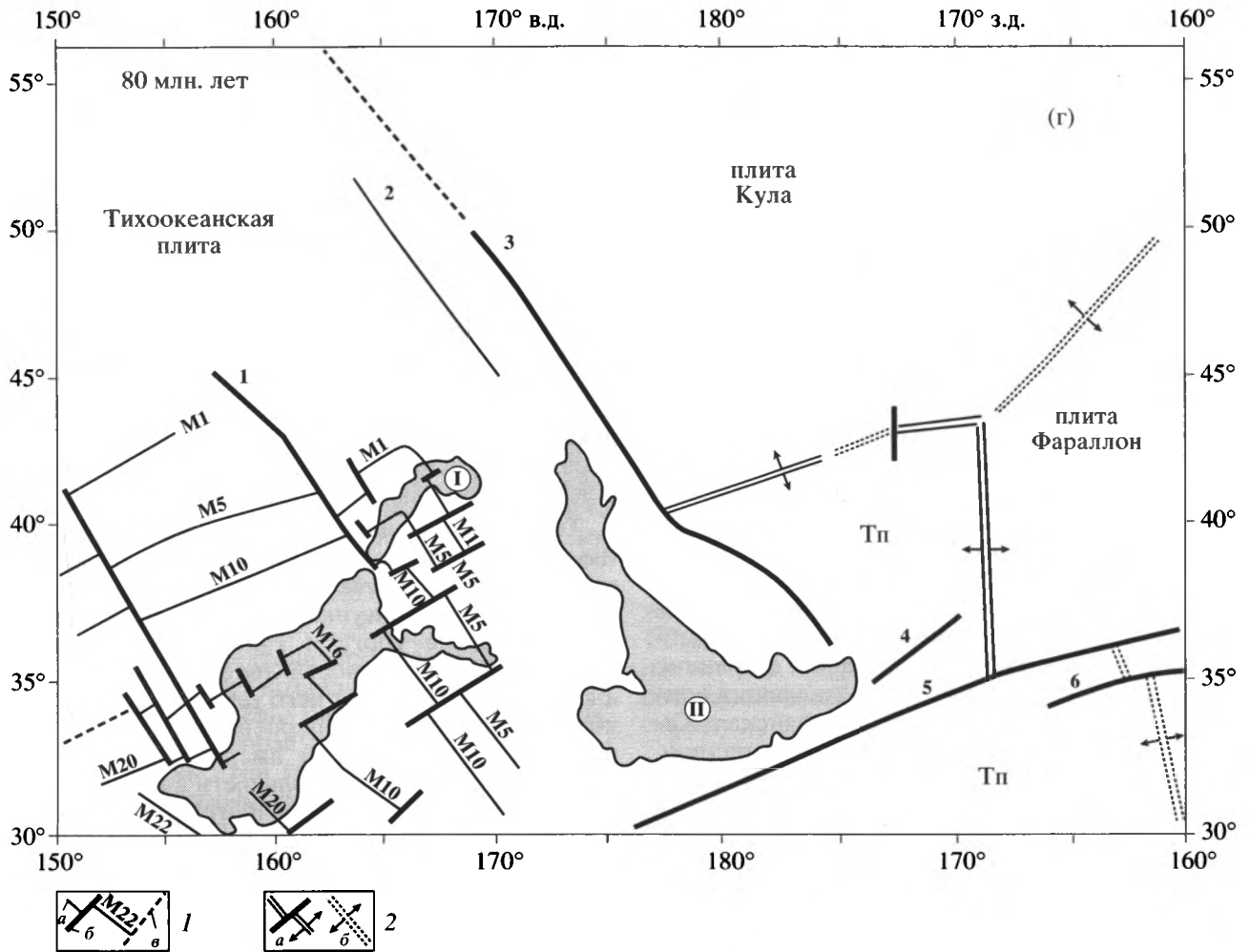


Рис. 2. Окончание.

сфера возвышенности Хесса (так же, как и возвышенности Шатского) формировалась как отдельная структура в соответствии с геотермической моделью эволюции океанического дна, несмотря на аномальное строение ее коры.

Оценки мощности литосферы возвышенности Хесса, выполненные по соотношению из [1, 34] для среднего возраста, найденного нами по данным теплового потока (96 млн. лет) и по магнитным данным (100 млн. лет) в районе этой возвышенности, дают близкие значения 76 и 78 км, соответственно. Следует отметить, что близкие значения мощности литосферы получены как для возраста возвышенности Хесса 96 млн. лет, определенного (по геотермическим данным) для всей ее литосферы в целом, так и для возраста 100 млн. лет, найденного (по магнитным данным) в районе возвышенности лишь для второго слоя коры.

Все это указывает, что возвышенность Хесса, как и возвышенность Шатского, формировалась

вблизи оси спрединга, обусловившего образование литосферы ее обрамления.

КИНЕМАТИКА ПЛИТ СЕВЕРА ТИХОГО ОКЕАНА И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ ВОЗВЫШЕННОСТЕЙ ШАТСКОГО И ХЕССА

Тектонической эволюции севера Тихого океана посвящена обширная литература [5, 17, 18, 20, 21, 22, 24–26, 28, 33]. Объективно основные разногласия возникают в интерпретации тектонической истории региона для периода спокойного магнитного поля, когда линейные магнитные аномалии отсутствуют.

Впервые Р. Ларсен и К. Чейз [22] указали на коленообразное сочленение мезозойских магнитных аномалий Японской и Гавайской последовательностей в районе возвышенности Шатского, что было связано с существованием точки тройного сочленения плит Кула–Фараллон–Тихооке-

анской, первые две из которых ныне полностью субдуцированы и исчезли М. Вудс и Д. Дейвиз [33] назвали плитой Кула плиту, связанную с кайнозойской последовательностью аномалий, субпараллельной Алеутской островной дуге, а Японскую мезозойскую последовательность аномалий плиты Кула предложили именовать плитой Изагаги. Далее мы используем только эту принятую в мировой научной литературе терминологию. Заметим, что на результатах расчетов кинематики плит (см., например, [5, 17]) такое переименование плит никак не сказывается.

Анализируя тектоническую эволюцию региона, необходимо отметить следующее. Направления миграции точек тройного сочленения линейных магнитных аномалий мезозойской и кайнозойской последовательностей, отражающих положение точки тройного сочленения плит, не совпадают. Это свидетельствует о том, что во время периода спокойного магнитного поля неизбежно должны были происходить значительные изменения направлений и конфигураций спрединговых хребтов. Это, в первую очередь, относится к границе плит на спрединговых хребтах, разделявших плиты Тихоокеанская–Изагаги и Тихоокеанская–Кула. На границе плит Тихоокеанская–Фараллон, напротив, наблюдается преемственность в ориентировке магнитных аномалий и трансформных разломов (см. рис. 1) – мезозойские и кайнозойские аномалии субпараллельны. Трансформный разлом Мендосино, начинаясь в мезозойской Гавайской последовательности аномалий, пересекает зону спокойного магнитного поля и продолжается в кайнозойской последовательности аномалий. Таким образом, кайнозойская граница плит Тихоокеанская–Фараллон развивалась унаследовано от Гавайской последовательности аномалий. Напротив, кайнозойская последовательность аномалий, образованная на границе плит Тихоокеанская–Кула, по своему положению и рисунку развивалась резко неунаследованно в сравнении с мезозойской последовательностью аномалий.

Чтобы понять, какие изменения конфигурации границ происходили в период спокойного магнитного поля в пространстве между мезозойскими и кайнозойскими аномалиями, необходимо рассмотреть следующие ключевые структуры региона: Императорский разлом (трог), возвышенность Хесса, трог Чинук, (см. рис. 1) Императорскую цепь подводных гор как молодую структуру (42–80 млн. лет), наложенную на ранее сформированную литосферу, в рассмотрение мы не включаем). При анализе данных структур важно было использовать тектонический спрединговый рисунок в морфологии рельефа дна, который позволил восстановить направление палеоспрединга [24].

Императорский разлом (см. рис. 1) рассматривался как крупный трансформный разлом [18, 20] или как палеоспрединговый центр [24, 26, 27]. В пользу того, что Императорский трог являлся разломом, говорят следующие факты: 1) кулисообразное расположение впадин вплоть до появления структур типа “конского хвоста” [14]; 2) срезание разломом, (т.е. утыкание в разлом) линейных магнитных аномалий кайнозойской последовательности (см., например, [21]); 3) преимущественно асимметричное строение разлома, что видно на профилях рельефа, где на западном борту присутствует приразломный хребет (см. [24]); 4) направление палеоспрединга, устанавливаемое по морфологии рельефа дна [24], в основном субперпендикулярно (разлому), а не параллельно ему. Таким образом, по нашему мнению, нельзя интерпретировать разлом как палеоспрединговый центр.

Трог Чинук по направлениям палеоспрединга (по морфологии дна) является своего рода рубежной структурой. К северу от трога ориентировка тектонического рисунка палеоспрединга была субпараллельна трогам и кайнозойской “алеутской” последовательности линейных магнитных аномалий [24]. К югу от него тектонический рисунок палеоспрединга субперпендикулярен трогам и параллелен кайнозойской “американской” субмеридиональной последовательности аномалий [24], указывая на то, что граница плит Тихоокеанской и Фараллон южнее трога Чинук развивалась унаследовано и в мезозое, и в кайнозойское время. Такое прямоугольное сочленение спрединга в районе трога свидетельствует о тройственном сочленении плит Тихоокеанской–Фараллон–Кула, что в последующем хорошо видно в кайнозойской последовательности магнитных аномалий (см. рис. 1).

Возвышенность Хесса расположена к западу от Императорского разлома. Ее образование связывают со спрединговым хребтом между плитами Тихоокеанская–Фараллон [24, 26, 27] либо с точкой тройного сочленения плит [5, 21]. Возвышенность Хесса обладает очевидными общими геологическими и геофизическими чертами строения, перечисленными выше, которые объединяют ее с возвышенностью Шатского. Помимо этого, направление (тренд) таких структур возвышенности Шатского, как хребет Папанина и подводные горы поднятия Оджин (см. рис. 1), имеют свое явное продолжение в структуре возвышенности Хесса. Отметим, что вытянутая форма возвышенности Хесса (“нога” перевернутой буквы “Т”) удивительно хорошо совпадает с ориентировкой разлома Крузенштерн и в какой-то степени с ориентировкой Императорского разлома. Это указывает на определенную преемственность ориентировки возвышенности Хесса от ориентировки вышеупомянутых разломов. Кроме того, по данным глубоководного бурения (скважи-

ны 464 и 465 [32]), продолжительность времени образования структуры возвышенности Хесса примерно равна продолжительности формирования возвышенности Шатского ~18 млн. лет, что также позволяет предполагать единый генезис этих структур. Протяженность возвышенности Хесса определяется быстрым (~18 млн. лет) движением тройственного сочленения плит (см. рис. 1).

Таким образом, все вышесказанное указывает на перемещение в период спокойного магнитного поля точки тройственного сочленения плит из района возвышенности Шатского в район возвышенности Хесса. Учитывая большое подобие в геологическом и геофизическом строении возвышенностей Шатского и Хесса, а также тот факт, что тройная точка сочленения плит Изагаги–Фараллон–Тихоокеанская все время образования возвышенности Шатского находилась внутри нее, мы, следуя этой логике, также поместили точку тройного сочленения плит в период между М0 (121 млн. лет) и примерно 100 млн. лет в пределы возвышенности Хесса.

Выполненный тектонический анализ и расчеты кинематики плит позволили предложить геодинамическую модель развития северо-запада Тихого океана, которая представлена на рис. 2. При разработке этой модели мы использовали линейные магнитные аномалии, батиметрические и геологические данные, результаты глубоководного бурения и другие данные.

Очевидно, Императорский трог не мог быть, как показано выше, осью спрединга. При этом мы можем в районе возвышенности Хесса надежно интерполировать изохроны возраста лажа между аномалиями М1 и С34. Рассчитанная таким образом изохрона (~100 млн. лет) для центральной части этой возвышенности хорошо совпадает с данными бурения (скважины 464 и 465) и со средним возрастом возвышенности, определенным по данным теплового потока. Это свидетельствует о том, что крупных перескоков оси спрединга в районе возвышенности Хесса не было.

После формирования возвышенности Шатского в период 140–121 млн. лет назад точка тройного сочленения плит Изагаги–Фараллон–Тихоокеанская двигалась в восточном направлении и оказалась в пределах возвышенности Хесса, где находилась до конца ее образования. После этого она перешла в новую позицию к востоку от Императорского разлома вблизи трога Чинук, примерно вдоль которого она перемещалась вплоть до аномалии С34 (83.5 млн. лет). Примерное время образования возвышенностей Шатского ~140 млн. лет и Хесса ~100 млн. лет, найденное по геодинамическим данным, хорошо согласуется со временем, определенным выше по геотермическим данным. Это подтверждает предложенную модель формирования этих структур. Таким образом, наша мо-

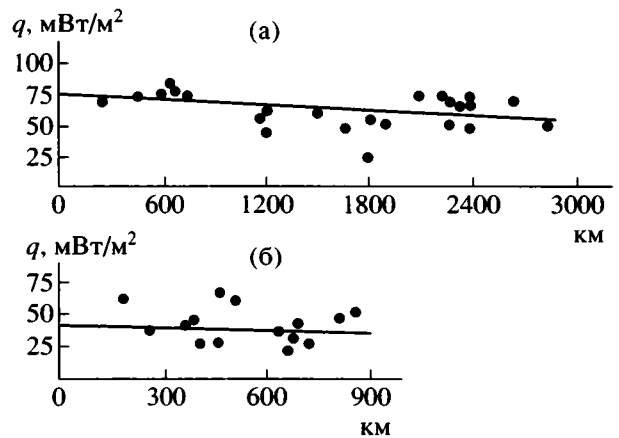


Рис. 3. Теоретическая геотермическая кривая и распределение теплового потока: (а) – вдоль Мальдивского хребта (Индийский океан); (б) – вдоль возвышенности Шатского

дель тектонического развития Северо-Запада Тихого океана не требует дополнительных предположений о перескоках спрединга [26, 27] и образовании микроплит [24], отвечая здравому смыслу и принципу минимальной достаточности.

В целом, анализ данных теплового потока и других геолого-геофизических данных указывает, что возвышенности Шатского и Хесса формировались как самостоятельные структуры в согласии с геотермической моделью эволюции океанической литосферы вблизи оси спрединга. Тектонический и геодинамический анализ позволил сделать вывод об образовании возвышенностей в районе точки тройного сочленения плит.

Как уже отмечалось выше, характер излияния базальтов на возвышенностях Шатского и Хесса аналогичен выплавке траппо-базальтов плато Декан на западе Индийского континента. Образцы базальтов, полученные при глубоководном бурении и драгировании на обеих структурах, обогащены некогерентными элементами, такими, как Sr, Zr, Pb, K и др. [13, 31]. Все это позволяет предполагать, что генезис возвышенностей Шатского и Хесса обусловлен процессами плюм-тектоники, зарождающимися на границе ядра-мантия.

Механизм образования возвышенностей, в принципе, близок механизму образования Мальдивского и Восточно-Индийского хребтов. На это указывает, в частности, подобное распределение теплового потока на Мальдивском хребте и возвышенности Шатского (рис. 3, а, б). Известно, что генезис Восточно-Индийского и Мальдивского хребтов также связан с глубинным магматическим источником горячих точек [2].

Пространственные размеры и морфология вышеупомянутых структур могут определяться

мощностью экстрезивного очага, его удаленностью от оси спрединга, наличием или отсутствием разломной зоны, скоростью перемещения литосферных плит, взаимодействием нижнемантийного и астеносферного магматических источников и другими причинами [3, 4]. С различной совокупностью этих факторов может быть связано разнообразие внешнего облика и форм рельефа таких, например, структур, как поднятие Афанасия Никитина, Гавайский, Императорский, Мальдивский, Восточно-Индийский хребты, возвышенности Шатского и Хесса и т.п.

В частности, формирование возвышенности Шатского, как это было показано раньше по геотермическим и магнитным данным, происходило вблизи оси спрединга, чем обусловлено практически одновременное образование литосферы возвышенности и ее океанического обрамления. Аналогичный генезис предполагается и для возвышенности Хесса. С другой стороны, образование Императорского хребта может быть вызвано процессом “прожигания” уже сформированной движущейся литосферной плиты струей горячей точки, создавшей при этом характерную вулканическую цепь. Различный пространственный морфологический рисунок возвышенностей Шатского и Хесса в сравнении с Мальдивским и Восточно-Индийским хребтами может, в частности, определяться в 2–3 раза меньшей скоростью их формирования по сравнению с этими хребтами (9 см/год).

Таким образом, образование возвышенностей Шатского и Хесса, как было показано выше, связано с точкой тройного сочленения плит. Можно предполагать на основе геологических и геотермических данных, что генезис этих структур обусловлен глубинным мантийным источником (горячей точкой), который по своим петрохимическим характеристикам отвечает обогащенным толеитам, существенно отличающихся от деплетированных базальтов срединно-океанических хребтов (MORB).

СХЕМА ОБРАЗОВАНИЯ ВОЗВЫШЕННОСТЕЙ ШАТСКОГО И ХЕССА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ТЕРМОХИМИЧЕСКОЙ МАНТИЙНОЙ КОНВЕКЦИИ

Генезис океанических возвышенностей можно объяснить, если помимо термической составляющей мантийной конвекции рассматривать также химическую составляющую, которая включает процесс дифференциации мантийного вещества, происходящий в слое D" на границе ядро–мантия. Считается, что с повышением температуры происходят физико-химические превращения, в результате которых образуются тяжелые металлические компоненты и облегченное мантийное ве-

щество. Тяжелые компоненты стекают в жидкое внешнее ядро и вызывают его рост, а облегченное мантийное вещество всплывает сначала к границе верхней и нижней мантии, где его дальнейший подъем задерживается из-за эндотермического фазового перехода перовскит–шпинель. Таким образом первопричиной появления гигантских по объему океанических и, возможно, материковых поднятий предполагается процесс дифференциации мантийного вещества на границе ядро–мантия [7, 8, 23].

Как показали численные исследования термической мантийной конвекции, эндотермический фазовый барьер, характеризующий отрицательным наклоном фазовой кривой (величина которого составляет примерно –4 МПа/град), приводит к перемежающейся конвекции, когда относительно непродолжительные периоды общемантийной конвекции перемежаются более длительными эпохами почти раздельной конвекции в верхней и нижней мантии. Очередной этап последней начался примерно 200 млн. лет назад и продолжается по настоящее время, включая в себя образование ныне наблюдаемых океанических поднятий. В эти периоды в верхней мантии происходит вынужденная термическая конвекция с хорошо известной классической схемой – вытянутая горизонтальная циркулирующая ячейка. Восходящий поток на одной стороне ячейки соответствует срединно-океаническому хребту, а нисходящий поток на противоположной стороне – зоне субдукции.

Наши численные исследования термохимической мантийной конвекции показали [9], что всплывающее во время раздельной конвекции легкое вещество накапливается под фазовой границей и эпизодически прорывается и всплывает в верхней мантии. Именно такие локальные импульсные прорывы облегченного мантийного вещества приводят, на наш взгляд, к образованию океанических поднятий. Прорвавшееся через фазовый барьер в верхнюю мантию облегченное вещество, всплывая к поверхности, индуцирует локальную ячейковую конвекцию, которая взаимодействует с уже существующей вынужденной термической конвекцией. Такое нелинейное взаимодействие импульсной плотностной и вынужденной термической конвекции явилось предметом численных исследований настоящей работы.

При проведении трехмерного численного моделирования вещество мантии считалось несжимаемой вязкой жидкостью и описывалось в безинерционном приближении Стокса и в приближении Буссинеска. Движение мантийного вещества определяется силами плавучести, которые зависят от температуры и плотности легкого вещества. Динамика температуры описывается уравнением теплопроводности, а легкое вещество считается замороженным в окружающее его мантийное ве-

щество и моделируется набором лагранжевых частиц. Вычисления проводились с использованием равномерной сетки, содержащей 257 узлов в продольном направлении, 192 узла в поперечном направлении и 33 узла в вертикальном направлении. Так как толщина верхней мантии 670 км, то горизонтальные размеры нашего экспериментально го полигона составляют 5360 км на 4020 км. На поперечных торцовых границах расчетной области задавались граничные условия зеркальной симметрии, на продольных боковых границах расчетной области выставлялись мягкие условия периодичности. На нижней и верхней границах расчетной области выполняются условия непротекания, кроме того, на верхней границе отсутствуют касательные напряжения и поддерживается постоянная нулевая температура. Считалось также, что вынужденная конвекция в верхней мантии создается и поддерживается неравномерным подогревом со стороны нижней мантии, также входящей в циркуляционном движении, причем циркуляция вещества в верхней мантии одинакова. Так что вдоль фазовой границы движение происходит в противоположных направлениях. Поэтому на нижней границе расчетной области задавалась нулевая скорость и постоянный градиент температуры в продольном направлении величиной 10% (т.е. линейное распределение температуры). Расчеты проводились при термических числах Рэлея 10^6 – 10^7 . Сначала рассчитывалась чисто термическая конвекция. Было установлено, что поддержания 10% градиента температуры на нижней границе достаточно для того, чтобы с различных начальных условий внутри расчетной области выйти через некоторое время на желаемую вынужденную циркуляцию в продольном направлении. Получен также известный трехмерный эффект, когда на фоне основной вынужденной циркуляции развиваются вторичные течения в виде чередующихся по направлению вращения циркуляций в поперечном направлении, так что суммарное движение вещества в верхней мантии происходит по винтовым траекториям.

После расчета фоновой термической конвекции осуществлялся вброс порядка 1000 частиц легкого вещества вблизи нижней границы и горячего торца расчетной области и исследовалось возникающее взаимодействие химической и термической составляющих конвекции. В процессе эксперимента наблюдалось деление всплывшего легкого вещества на две расходящиеся части, т.е. моделировалась эволюция возвышенностей Шатского и Хесса и объяснялась их разобщенность более чем на тысячу километров. Результат эксперимента представлен на рис. 4, где приведены последовательно конфигурации всплывшего легкого вещества.

Таким образом, результаты выполненного численного термодинамического моделирования пока-

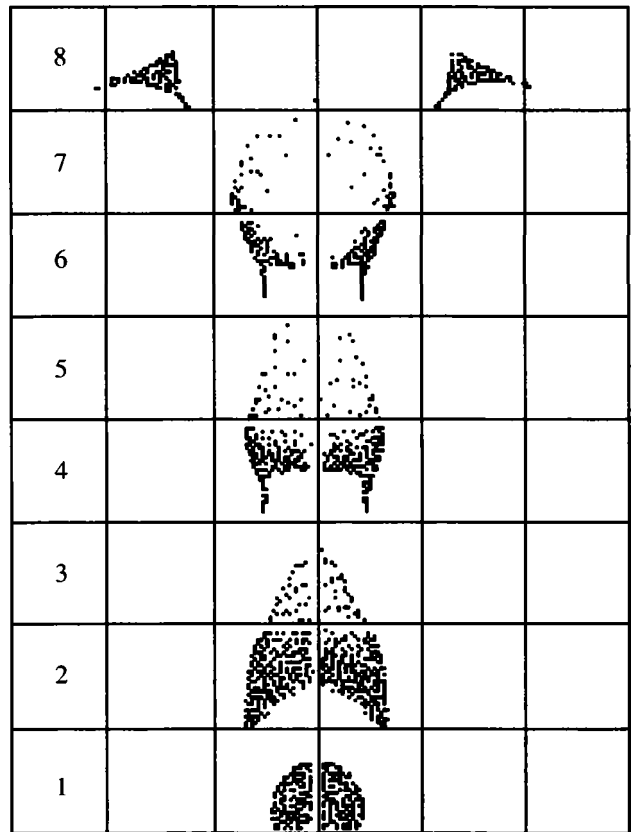


Рис. 4. Последовательные стадии эволюции формы плюмового всплывшего вещества на поверхность Земли в рамках численного термодинамического моделирования

1 – подход плюма к литосфере; 2–7 – процесс горизонтального расплывания плюма вдоль литосферы; 8 – образование двух симметричных структур плюмового вещества на поверхности Земли, моделирующее возвышенности Шатского и Хесса

зывают, что легкое нижнемантийное вещество, поднявшись в верхние слои литосферы, может являться реальным магматическим источником формирования возвышенностей Шатского и Хесса.

ВЫВОДЫ

1. По данным теплового потока рассчитан средний возраст возвышенности Шатского ~140 млн. лет, который согласуется с возрастом, полученным по магнитным данным; рассчитана мощность литосферы возвышенности ~90 км, соответствующая мощности плит океанического обрамления, что указывает на образование этой структуры вблизи оси спрединга.

2. Делается вывод, что возвышенность Шатского формировалась как самостоятельная структура, а ее геотермическая эволюция происходила в соответствии с кристаллизационной моделью образования океанической литосферы.

3. По геотермическим данным сделана оценка среднего возраста литосферы ~96 млн. лет возвышенности Хесса, согласующаяся с оценкой возраста, выполненной по геодинамическим данным (100 млн. лет) и по данным глубоководного бурения (поздний апт – ранний сеноман). Рассчитана мощность литосферы возвышенности ~76 км, соответствующая мощности плит океанического обрамления. Это указывает, что литосфера возвышенности Хесса (так же, как и возвышенности Шатского) образовалась в соответствии с кристаллизационной моделью формирования дна океана вблизи оси спрединга.

4. Выполнен тектонический анализ северной части Тихого океана и предложена геодинамическая модель эволюции возвышенностей Шатского и Хесса в период 140–83.5 млн. лет. Согласно модели, возвышенности формировались в области точки тройного сочленения плит Изанаги–Фараллон–Тихоокеанская. После образования возвышенности Хесса точка тройного сочленения переместилась к востоку от Императорского разлома вблизи трого Чинук, постепенно смещаясь вдоль него на восток и маркируя сочленения этих плит.

5. Средний возраст возвышенностей Шатского (~140 млн. лет) и Хесса (~100 млн. лет), определенный по данным теплового потока, хорошо согласуется с геодинамическими данными региона. Это подтверждает предложенную модель образования этих структур.

6. Выполненный анализ геотермических и геодинамических данных и результаты численного моделирования относят генезис возвышенностей Шатского и Хесса к процессам плюм-тектоники.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 01-05-65449).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Вержбицкий Е.В.* Геотермический режим и тектоника дна акваторий вдоль Альпийско-Гималайского пояса. М.: Наука, 1996. 132 с.
2. *Вержбицкий Е.В.* Геотермический режим и генезис Восточно-Индийского и Мальдивского хребтов // *Океанология*. 1998. Т. 38. № 2. С. 270–279.
3. *Вержбицкий Е.В., Мерклин Л.Р.* Геотермический режим и генезис возвышенности Шатского (Тихий океан) // *Океанология*. 2000. Т. 40. № 4. С. 621–627.
4. *Кашинцев Г.Л.* Магматизм возвышенности Шатского // *Океанология*. 2002. Т. 42. № 4. С. 582–591.
5. *Кононов М.В.* Тектоника плит северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1989. 169 с.
6. *Левин Л.Э., Разваляев А.В., Ларцев В.С.* Строение и рудоносность осадочного чехла поднятия Шатского // *Отечественная геология*. 1996. № 3. С. 38–44.
7. *Лобковский Л.И., Котелкин В.Д.* Двухъярусная термохимическая модель конвекции в мантии и ее геодинамические следствия // *Проблемы глобальной геодинамики: Материалы Теоретического семинара ОГГН РАН, 1998–1999 гг.* С. 29–53 // Под ред. акад. Д.В. Рундквиста. М.: ГЕОС, 2000. 246 с.
8. *Лобковский Л.И., Котелкин В.Д.* Перемежающаяся термоэклогитовая конвекция в мантии с учетом фазового перехода на глубине 670 км, сравнение с данными сейсмотомографии // *Тектоника неогоя: общие и региональные аспекты*. М.: ГЕОС, 2001. С. 378–381 (Материалы XXXIV Тектонич. совещ. Т. 1).
9. *Лобковский Л.И., Котелкин В.Д.* Численное моделирование глобальной эволюции Земли на протяжении 4 млрд. лет в рамках термохимической модели мантийной конвекции // *Тектоника и геодинамика континентальной литосферы*. М.: ГЕОС, 2003. С. 352–357 (Материалы XXXIV Тектонич. совещ. Т. 1).
10. *Меланхолина Е.Н.* Тектоника Северо-Западной Пацифики. Соотношение структур океана и континентальной окраины. М.: Наука, 1988. 216 с.
11. *Непрочнов Ю.П., Мерклин Л.Р., Ханкишиева Л.М.* Карта распределения осадочного покрова возвышенности Шатского // *Докл. АН СССР*. 1984. Т. 277. № 5. С. 1204–1207.
12. *Пушаровский Ю.М.* Тектонические проблемы океанов // *Фундаментальные проблемы общей тектоники / Под ред. Пушаровского Ю.М.* М.: Научный мир, 2001. С. 174–230.
13. *Рудник Г.Б., Меланхолина Е.Н., Кудрявцев В.И. и др.* Породы второго океанического слоя в разрезе поднятий Шатского и Хесса (Тихий океан) // *Изв. АН СССР. Сер. геологическая*. 1981. № 11. С. 21–33.
14. *Строение дна северо-запада Тихого океана / Под ред. Пушаровского Ю.М., Непрочнова Ю.П.* М.: Наука, 1984. 127 с.
15. *Ханкишиева Л.М.* Строение и сейсмостратиграфия осадочного чехла возвышенности Шатского (Тихий океан) // *Океанология*. 1989. Т. 29. № 2. С. 242–248.
16. *Carlson R.L., Johnson H.P.* On modeling the thermal evolution of the oceanic upper mantle: An assesment of the cooling plate model // *J. Geophys. Res.* 1994. Vol. 99. № B2. P. 3201–3214.
17. *Engebretson D.C., Cox A., Gordon R.* Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific Basin // *Bull. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*. 1985. Vol. 206. P. 1–59.
18. *Farrar E., Dixon J.M.* Early Tertiary rupture of the Pacific plate: 1700 km of dextral offset along the Emperor Trough–Line Islands lineament // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1981. Vol. 53. № 3. P. 307–323.
19. *Fischer A.G., Heezen B.C., Boyce R.E. et al.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Volume VI. Washington (U.S. Government Printing Office). 1971. 1329 p.
20. *Gordon R.G.* Paleomagnetic test of the Emperor fracture zone hypothesis // *Geophys. Res. Lett.* 1982. Vol. 9. № 11. P. 1283–1286.
21. *Hilde T.W.C., Isezaki N., Wagerman J.M.* Mesozoic sea-floor spreading in the North Pacific // *Amer. Geophys. Union Geophys. Monogr. Ser.* 1976. Vol. 19. P. 205–226.

22. *Larson R.L., Chase C.G.* Late Mesozoic evolution of the western Pacific Ocean // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1972. № 12. P. 3627–3644.
23. *Machetel F., Weber P.* Intermittent layered convection in a model mantle with an endothermic phase change at 670 km // *Nature.* 1991. Vol. 50. P. 55–57.
24. *Mammerickx J., Sharman G.F.* Tectonic evolution of the North Pacific during the Cretaceous Quiet Period // *J. Geophys. Res.* 1988. Vol. 93. № B4. P. 3009–3024.
25. *Nakanishi M., Sager W.W., Klaus A.* Magnetic lineation within Shatsky Rise, northern Pacific Ocean: Implications for the hot spot – triple junction interaction and oceanic plateau formation // *J. Geophys. Res.* 1999. Vol. 104. № B4. P. 7539–7556.
26. *Rea D.K., Dixon J.M.* Late Cretaceous and Paleogene tectonic evolution of the North Pacific Ocean // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1983. Vol. 65. № 1. P. 145–166.
27. *Renkin M., Sclater G.* Depth and age in the North Pacific // *J. Geophys. Res.* 1988. Vol. 93. № B4. P. 2919–2935.
28. *Sager W.W., Klaus A.K., Nakanishi M., Khankishieva L.M.* Bathymetry of Shatsky Rise, northwest Pacific Ocean: Implications for ocean plateau development at a triple junction // *J. Geophys. Res.* 1999. Vol. 104. № B4. P. 7557–7576.
29. *Sager W.W., Klaus A.K., Tatsumi J. et al.* Testing the Plume-Impact Hypothesis at Shatsky Rise // *The Ocean Drilling Program. Texas University, 1995.* 52 p.
30. *Stein C.A., Stein S.* Constraints on hydrothermal heat flux through the ocean lithosphere from global heat flow // *J. Geophys. Res.* 1994. Vol. 99. № B2. P. 3081–3095.
31. *Vallier T.L., Dean W.E., Rea D.K., Thiede J.* Geologic evolution of Hess Rise, central North Pacific Ocean // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1983. Vol. 94. P. 1289–1307.
32. *Vallier T.L., Rea D.K., Dean W.E. et al.* The geology of Hess rise, Central North Pacific ocean // *In Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash: US Gov. Print. Off., 1981.* Vol. 62. P. 1031–1072.
33. *Woods M.T., Davies G.F.* Late Cretaceous genesis of the Kula plate // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. Vol. 58. № 2. P. 161–166.
34. *Yoshii T.* Regionality of group velocities of Rayleigh waves in the Pacific and thickness of the plate // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1975. Vol. 25. P. 305–312.

Рецензенты: Ю.Н. Авсюк, Е.Н. Меланхолина

Genesis of Shatsky and Hess Oceanic Rises in the Pacific Ocean As Deduced from Geologic–Geophysical Data and Numerical Modeling

E. V. Verzhbitskii^a, L. I. Lobkovskii^a, M. V. Kononov^a, and V. D. Kotelkin^b

^a*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Nakhimovskii pr. 36, Moscow, 117997 Russia*

e-mail: mv_kononov@mail.ru

^b*Faculty of Mechanics and Mathematics, Moscow State University, Vorob'evy gory, Moscow, 119992 Russia*

Abstract—The geologic structure and distribution of geophysical fields in the area of the Shatsky and Hess rises are considered. The ages of the Shatsky and Hess rises estimated at ~140 and ~100 Ma, respectively, from heat-flow parameters are consistent with the ages determined from magnetic measurements. The calculated thickness of the lithosphere beneath the rises (80–90 km) is close to that of the adjacent plates of the oceanic framework. This indicates that the rises were formed near the spreading axis. It is suggested that the rises evolved as autonomous structural features and their evolution followed the crystallization model of the oceanic-bottom formation. The tectonic analysis of the North Pacific has been carried out, and a geodynamic model of the growth of the Shatsky and Hess rises 140–83.5 Ma ago has been proposed. According to this model, the rises originated at the triple junction. This result is supported by the parameters of heat flow. The geothermal and geodynamic data and results of numerical modeling suggest that the origin of the Shatsky and Hess rises is related to plume tectonics.

ОБ ИЗБРАННЫХ ТРУДАХ КРУПНЫХ УЧЕНЫХ¹

© 2006 г. А. В. Лукьянов

Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7

Поступила в редакцию 26.12.2005 г.

Я пишу сразу о двух изданиях, чтобы привлечь внимание читателей “Геотектоники” не только к интереснейшему содержанию этих двух собраний работ известных ученых, но и чтобы подчеркнуть замечательную их особенность: оба собрания сочинений составлены самими авторами и опубликованы при их жизни. Такое встречается не так уж часто и, в то же время, очень желательно. Обычно мы публикуем избранные труды академиков после их смерти. Мне пришлось собирать по статейке и составлять три тома избранных трудов покойного академика А.В. Пейве. Это не легкая задача, но зато при собирании по-новому раскрывается творчество ученого и по-новому звучат хорошо известные отдельные статьи: звуки и аккорды складываются в мелодии и симфонии. Поэтому особенно интересно, когда эти “симфонии” составляет сам автор, когда они не искажены прихотью постороннего составителя.

Ю.М. Пушаровский разделил свои труды на два тома (см. сноску). При этом он не включил в “собрание” свои труды по краевым прогибам, а труды по геодинамике и по тектонике океанов расположил не в хронологическом порядке, а по нескольким тематическим линиям. В Первом томе (350 с.) проведены следующие тематические линии: 1. Главная структурная асимметрия Земли (рассмотрены особенности Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов, охарактеризована планетарная экспансия тектоно-геодинамических процессов второго сегмента в пределы первого); 2. Нелинейная геодинамика (рассмотрено геологическое выражение линейных и нелинейных геологических процессов); 3. Строение, тектоника и геодинамика мантии (рассмотрены данные о расщепленности литосферы и мантии Земли на больших глубинах); 4. Проблемы планетарной тектоники (сформулированы 10 важнейших проблем глобальной тектоники и намечены перспективы развития этого направления в науке); 5. Показаны

направления развития истории академической региональной геологии. Во Втором томе (555 с.) рассмотрены геологическая сущность океанов, их тектонические ограничения и формационные категории по следующим направлениям анализа: 1. Тектоническое строение и развитие океанов (Тихого, Атлантического, Индийского) в регионально-сравнительном ключе; 2. Спрединг и рифтинг; 3. Тектоника и магматизм океанов; 4. Разломная тектоника; 5. Сульфидное оруденение; 6. Континентальные окраины (тектоника периферических бассейнов и шельфов); 7. Тектоническое районирование океанского дна. По всем перечисленным вопросам в значительной мере использованы оригинальные материалы, полученные в Геологическом институте РАН. Самым интересным в двухтомнике Ю.М. Пушаровского, на мой взгляд, является то, что почти все из выше перечисленных тематических линий и направлений существуют не сами по себе, а взаимодействуют друг с другом, укрепляя общую концепцию, которую я бы назвал многофакторным (“синергетическим”) тектогенезом.

В.М. Котляков пошел еще дальше в направлении нарушения хронологической последовательности трудов для подчеркивания тематических линий исследования. Перечисленные в сноске книги его сочинений разбиты на главы и выглядят как отдельные монографии, посвященные вопросам, указанным в их названиях. В конце каждой книги дается “авторский комментарий”, поясняющий, как написана книга и какие ранее опубликованные материалы вошли в нее в измененном и неизменном виде. Многие ранее опубликованные работы заново отредактированы, частично сокращены, частично дополнены новыми материалами. Это, разумеется, мог сделать только автор. И это привело к тому, что “Избранные сочинения” не стали простой перепечаткой прежних текстов, а претерпели второе рождение. Для анализа развития во времени идей автора это плохо. Но для понимания его современных представлений – хорошо. К тому же каждый желающий может найти прежние тексты по ссылкам. Из-за недостатка места я не буду раскрывать содержание книг В.М. Котлякова. Отмечу только, что они написаны увлекательно, весьма информативны, прекрасно иллюстрированы и доставляют эс-

¹ Ю.М. Пушаровский. Избранные труды. Тектоника Земли (этюды). М.: Наука, 2005. Два тома: 1. Тектоника и геодинамика; 2. Тектоника океанов.

В.М. Котляков. Избранные сочинения. М.: Наука, 2000–2004. Шесть книг: 1. Гляциология Антарктиды; 2. Снежный покров и ледники Земли; 3. География в меняющемся мире; 4. Льды, любовь и гипотезы; 5. В мире снега и льда; 6. Наука – это жизнь.

тетическое наслаждение при чтении. Тематика книг скупая, но достаточно ясно отражена в их названиях. Три первые книги (1. Гляциология Антарктиды; 2. Снежный покров и ледники Земли; 3. География в меняющемся мире) написаны в сугубо деловом ключе и представляют современное состояние соответствующих разделов географии; три последние книги (4. Льды, любовь и гипотезы; 5. В мире снега и льда; 6. Наука – это жизнь) тоже очень информативны, но при этом имеют оттенок популярного изложения, лирики и воспоминаний. Для читателей журнала “Геотектоника” особенно интересны первая, вторая и пятая книги. Геологам, к великому сожалению, плохо известны строение, тектоника, динамика развития и деформаций самой верхней из каменных оболочек Земли – ледяной оболочки. Ее изучают географы-гляциологи, и изучают успешно: изучены, измерены и выяснены причины движения льда в разных формах оледенения, определены покровные и струйные течения, пульсации, объемное разрушение льда, потоковый вынос вещества из ледяных щитов, баланс вещества и многое другое. Все эти движения создают структуру ледяной

оболочки, ее тектонику, которая интересна как сама по себе, так и для сравнения с тектоникой других геосфер. Жизнь и строение многочисленных ледников и гигантской ледяной “лепешки” Антарктиды, показанные в упомянутых книгах шеститомника В.М. Котлякова, несомненно, привлекают внимание творчески мыслящих геологов и, возможно, заставят их пересмотреть некоторые укоренившиеся догмы геотектоники. Тектогенез в ледяной оболочке оказывается многофакторным. Его движущие силы заключены в самоорганизации самой оболочки и в ее контактах и взаимодействиях с соседними геосферами.

В заключение замечу, что прижизненная публикация “Избранных трудов” крупных ученых является очень полезным начинанием Президиума РАН и Издательства “Наука”. Желательно рекомендовать директорам научно-исследовательских институтов РАН собирать таким же способом рассеянные статьи не только академиков, но и ученых, пользующихся признанием в научной среде без такого звания. Иначе многие открытия останутся похороненными “в курганах книг”.

БЛИСТАТЕЛЬНЫЙ ПУТЬ ГЕОЛОГА



Редколлегия журнала “Геотектоника” приветствует и поздравляет с 95-летием знаменитого отечественного геолога, члена-корреспондента РАН, Лауреата Ленинской премии Льва Исааковича Красного. Им написано много книг и сотни статей, вошедших в ценнейший фонд геологического знания. Одна из наиболее ярких разработанных им доктрин – геоблоки. В его трудах рассматривается широчайший круг геологических проблем, поданных оригинально, выразительно и интересно. Особый раздел в этих трудах занимают геологические карты, среди которых выделяется “Геологическая карта Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана”.

В последние годы он организовал и возглавил работу по созданию уникального Энциклопедического справочника по тектонике и геодинамике, изданного в объеме 87 авторских листов. Эта работа – иллюстрация творческой увлеченности, энтузиазма и энергии в научной деятельности Льва Исааковича. Желаем ему доброго здоровья и такого же творческого подъема в дальнейшем. Помним, что в течение многих лет Лев Исаакович был активно работающим членом редколлегии нашего журнала.

Редколлегия

Журналы РАН, выходящие в свет на русском языке

- Автоматика и телемеханика*
 Агрохимия
 Азия и Африка сегодня
 Акустический журнал*
 Алгебра и анализ
 Астрономический вестник*
 Астрономический журнал*
 Биологические мембраны
 Биология внутренних вод
 Биология моря*
 Биоорганическая химия*
 Биофизика*
 Биохимия*
 Ботанический журнал
 Вестник РАН*
 Вестник древней истории
 Водные ресурсы*
 Вопросы истории естествознания и техники
 Вопросы ихтиологии*
 Вопросы философии
 Вопросы языкознания
 Восток
 Вулканология и сейсмология
 Высокомолекулярные соединения (Сер. А, В, С)*
 Генетика*
 Геология рудных месторождений*
 Геомагнетизм и аэрономия*
 Геоморфология
 Геотектоника*
 Геохимия*
 Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология
 Государство и право
 Дефектоскопия*
 Дискретная математика
 Дифференциальные уравнения*
 Доклады Академии наук*
 Журнал аналитической химии*
 Журнал высшей нервной деятельности имени И.П. Павлова
 Журнал вычислительной математики и математической физики*
 Журнал неорганической химии*
 Журнал общей биологии
 Журнал общей химии*
 Журнал органической химии*
 Журнал прикладной химии*
 Журнал технической физики*
 Журнал физической химии*
 Журнал эволюционной биохимии и физиологии*
 Журнал экспериментальной и теоретической физики*
 Записки Российского минералогического общества
 Защита металлов*
 Земля и Вселенная
 Зоологический журнал
 Известия АН. Механика жидкости и газа
 Известия АН. Механика твердого тела
 Известия АН. Серия биологическая*
 Известия АН. Серия географическая
 Известия АН. Серия литературы и языка
 Известия АН. Серия математическая
 Известия АН. Серия физическая
 Известия АН. Теория и системы управления*
 Известия АН. Физика атмосферы и океана*
 Известия АН. Энергетика
 Известия русского географического общества
 Исследование Земли из космоса
 Кинетика и катализ*
 Коллоидный журнал*
 Координационная химия*
 Космические исследования*
 Кристаллография*
 Латинская Америка
 Лесоведение
 Литология и полезные ископаемые*
 Математические заметки
 Математический сборник
 Математическое моделирование
 Международный журнал социальных наук (РАН/ЮНЕСКО)
 Микология и фитопатология
 Микробиология*
 Микроэлектроника*
 Мировая экономика и международные отношения
 Молекулярная биология*
 Наука в России
 Научная книга
 Научное приборостроение
 Нейрохимия
 Неорганические материалы*
 Нефтехимия*
 Новая и новейшая история
 Общественные науки и современность
 Общество и экономика
 Океанология*
 Онтогенез*
 Оптика и спектроскопия*
 Отечественная история
 Палеонтологический журнал*
 Паразитология
 Петрология*
 Письма в Астрономический журнал*
 Письма в Журнал технической физики*
 Письма в Журнал экспериментальной и теоретической физики*
 Поверхность
 Почвоведение*
 Приборы и техника эксперимента*
 Прикладная биохимия и микробиология*
 Прикладная математика и механика
 Природа
 Проблемы Дальнего Востока
 Проблемы машиностроения и надежности машин
 Проблемы передачи информации*
 Программирование*
 Психологический журнал
 Радиационная биология. Радиоэкология
 Радиотехника и электроника*
 Радиохимия*
 Расплавы
 Растительные ресурсы
 Российская археология
 Российский физиологический журнал имени И.М. Сеченова
 Русская литература
 Русская речь
 Сенсорные системы
 Славяноведение
 Социологические исследования
 Стратиграфия. Геологическая корреляция*
 США. Канада. Экономика - политика - культура
 Теоретическая и математическая физика
 Теоретические основы химической технологии*
 Теория вероятностей и ее применение
 Теплофизика высоких температур*
 Труды Математического института имени В.А. Стеклова*
 Успехи математических наук
 Успехи современной биологии
 Успехи физиологических наук
 Физика Земли*
 Физика и техника полупроводников*
 Физика и химия стекла*
 Физика металлов и металлостроение*
 Физика плазмы*
 Физика твердого тела*
 Физиология растений*
 Физиология человека*
 Функциональный анализ и его применение
 Химическая физика
 Химия высоких энергий*
 Химия твердого топлива
 Цитология
 Человек
 Экология*
 Экономика и математические методы
 Электрохимия*
 Энергия, экономика, техника, экология
 Этнографическое обозрение
 Энтомологическое обозрение*
 Ядерная физика*