

К.В. Деггерел

ISSN 0016-853X

Номер 5

Сентябрь - Октябрь 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

№ 5 2006 Сентябрь–Октябрь

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. Пушаровский*

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 5, 2006

Геодинамические циклы и геодинамические системы разного ранга: их соотношение и эволюция в истории Земли <i>В. Е. Хаин, М. А. Гончаров</i>	3
Тектонические типы глубоководных впадин Тихого океана <i>Ю. М. Пуцаровский</i>	25
Строение термической литосферы и астеносферы в океанах и на континентах <i>Л. Э. Левин</i>	39
Новые данные по сейсмичности Среднего Каспия и их возможная тектоническая интерпретация <i>С. А. Ковачев, В. Г. Казьмин, И. П. Кузин, Л. И. Лобковский</i>	50
Геодинамические условия развития Тункинской ветви Байкальской рифтовой системы <i>А. В. Парфеев, В. А. Саньков</i>	61
Палеозойские мегавалы на севере Центральной и Западной Сибири <i>Д. Г. Кушнир</i>	85
Обзор некоторых глобальных и региональных палеотектонических реконструкций, опубликованных в 2001–2004 гг. <i>Д. А. Рубан</i>	92

Рецензии

Фундаментальный справочник по тектонике и геодинамике планеты Земля <i>Е. Н. Меланхолина</i>	96
---	----

Contents

No. 5, 2006

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

Geodynamic Cycles and Geodynamic Systems of Various Ranks: Their Relationships and Evolution in the Earth's History <i>V. E. Khain and M. A. Goncharov</i>	3
Tectonic Types of the Pacific Abyssal Basins <i>Yu. M. Pushcharovsky</i>	25
Structure of the Thermal Lithosphere and Asthenosphere beneath Oceans and Continents <i>L. E. Levin</i>	39
New Data on Seismicity of the Middle Caspian Basin and Their Possible Tectonic Interpretation <i>S. A. Kovachev, V. G. Kaz'min, I. P. Kuzin, and L. I. Lobkovsky</i>	50
Geodynamic Conditions of Evolution of the Tunka Branch in the Baikal Rift System <i>A. V. Parfevets and V. A. San'kov</i>	61
Paleozoic Swells in the North of Central and Western Siberia <i>D. G. Kushnir</i>	85
Overview of Some Global and Regional Paleotectonic Reconstructions Published in 2001–2004 <i>D. A. Ruban</i>	92

Reviews

A Fundamental Handbook on Tectonics and Geodynamics of the Earth <i>E. N. Melankholina</i>	96
---	----

Сдано в набор 29.05.2006 г.	Подписано к печати 01.08.2006 г.	Формат бумаги 60 × 88 ¹ / ₈		
Цифровая печать	Усл. печ. л. 12.0	Усл. кр.-отг. 3.7 тыс.	Уч.-изд. л. 11.9	Бум. л. 6.0
	Тираж 301 экз.	Зак. 1618		

Учредители: Российская академия наук, Геологический институт РАН

Издатель: Академиздатцентр "Наука", 117997 Москва, Профсоюзная ул., 90
Оригинал-макет подготовлен МАИК "Наука/Интерпериодика"
Отпечатано в ППП "Типография "Наука", 121099 Москва, Шубинский пер., 6

УДК 551.24

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ РАЗНОГО РАНГА: ИХ СООТНОШЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

© 2006 г. В. Е. Хаин¹, М. А. Гончаров²

¹Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7

²Геологический факультет МГУ, 119899, Москва, Воробьевы горы

Поступила в редакцию 23.01.2006 г.

Проведено детальное сопоставление высказанных ранее идей об иерархической геодинамической цикличности [42] и геодинамике иерархически соподчиненных геосфер [13]. Геодинамическому циклу 1-го ранга (ГЦ-1, циклу Вилсона) отвечает конвективная геодинамическая система также 1-го ранга (ГС-1), функционирующая во всей мантии (с корой) подо всей поверхностью Земли. ГЦ-2 (циклу Бертрана) соответствует ГС-2, охватывающая верхнюю мантию (с корой) только под океанами. ГЦ-3 (цикл Штилле) находится в соответствии с ГС-3, функционирующей в тектоносфере (астеносфера+литосфера) в зонах повышенного теплового потока (зонах спрединга, субдукции и коллизии). ГЦ-4 (фазовому циклу усиления и ослабления складчатых и надвиговых деформаций) соответствует ГС-4, охватывающая осадочный чехол подвижных поясов. К этой иерархии, обусловленной действием “внутреннего” эндогенного фактора, в первую очередь, теплового потока от земного ядра и внутренних источников в мантии, добавляется геодинамическая система нулевого ранга (ГС-0), охватывающая всю Землю, обусловленная действием “внешнего” ротационного фактора, в первую очередь, приливного воздействия Луны, и представляющая собой интерференцию постоянного западного и меридионального (попеременно южного и северного) дрейфа континентов в рамках геодинамического цикла также нулевого ранга (ГЦ-0) с продолжительностью вдвое большей, чем цикл Вилсона (ГЦ-1). Предпринята попытка связать цикличность разного ранга с периодическим возбуждением и затуханием конвекции в геосфере соответствующего ранга.

В истории Земли происходило постепенное “наращивание” книзу конвектирующих геосфер. В архее функционировала лишь ГС-3, охватывая только тектоносферу и создавая вокруг серогнейсовых “островов” зеленокаменные пояса с последовательной аккрецией этих поясов вплоть до формирования гранит-зеленокаменного континента Пангея-0. В раннем протерозое процесс распространился на всю верхнюю мантию с подключением ГС-2 в виде полигональной конвекции Рэлея–Бенара, проявившейся “в чистом виде” в форме гранулитовых поясов по периметру полигонов, ограничивающих протоплатформенные блоки. Одновременно с этим началась ограниченная конвекция в нижней мантии (ГС-1), обусловившая некоторое раздвижение этих блоков с формированием “малых океанов” и их последующим закрытием с образованием Пангея-1. Эта тенденция продолжилась в среднем протерозое, в конце которого сформировалась Пангея-2 (Родиния). После этого в неогее циклично-иерархическая геодинамика “заработала” полностью так, как описано выше.

ВВЕДЕНИЕ

В 1988–1993 гг. вышла в свет трилогия (в соавторстве) одного из авторов данной статьи (В.Е. Хаина), озаглавленная “Историческая геотектоника” и посвященная описанию эволюции геотектоники и геодинамики Земли от момента ее образования до наших дней [44, 45, 47]. Модернизированное изложение этого предмета содержится в недавно опубликованной монографии Л.И. Лобковского, А.М. Никишина и В.Е. Хаина “Современные проблемы геотектоники и геодинамики” [26, глава 7]. В более кратком виде оно опубликовано в монографии “Основные проблемы современной геологии” [43, глава 13] и в вышедшей вторым изданием книге В.Е. Хаина и М.Г. Ломизе

“Геотектоника с основами геодинамики” [46, глава 17].

Одновременно с этой последней книгой вышла в свет книга (в соавторстве) другого автора данной статьи (М.А. Гончарова) “Введение в тектонофизику” [16]; в этой книге имеется глава 11 “Введение в геодинамику иерархически соподчиненных геосфер”, в которой содержится попытка описания иерархической геодинамики главным образом мезозоя–кайнозоя, с некоторым “углублением” в поздний докембрий–палеозой. В сокращенном и модернизированном виде эта концепция освещена в одной из последних публикаций [15].

В предлагаемой читателю статье авторы предприняли попытку увязать геодинамическую цик-

личность разного ранга с иерархической геодинамикой, распространить сферу действия последней на докембрийскую историю Земли и наметить основные черты эволюции этой геодинамики.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ НУЛЕВОГО РАНГА

Этот раздел уместнее начать с характеристики геодинамической системы 0-го ранга (ГС-0), а о геодинамическом цикле 0-го ранга (ГЦ-0) сказать ниже, ввиду его определенной проблематичности.

Геодинамическая система 0-го ранга (ГС-0). ГС-0 функционирует во всем объеме Земли и обусловлена действием ротационно-приливных сил [14–16]. Эта геодинамическая система ответственна за западную и северную компоненты дрейфа континентов, которые для мезозоя и кайнозоя выявлены достаточно определенно. Западная компонента дрейфа обусловлена вращением верхних геосфер (в данном случае наиболее “вышенной” континентальной литосферы) вокруг земной оси с меньшей скоростью, чем нижележащие геосферы. Это предполагал еще А. Вегенер [7]. Теоретическое обоснование этого процесса содержится в недавней публикации [58], а результаты его физического моделирования опубликованы в работе [3].

Северная же компонента дрейфа континентов (а также Тихоокеанской плиты, в результате чего на ее противоположных окраинах – североамериканской и евроазиатской – господствует обстановка, соответственно, правостороннего и левостороннего сдвига) ответственна за приуроченность большей части континентальных масс к Северному полушарию. Она обусловлена тектоническим течением подконтинентальной мантии в северном направлении вдоль меридианов. Это течение происходит в рамках “меридиональной” осесимметричной одноячейковой конвекции [15, рис. 2]. Эту конвекцию можно увязать с упомянутой западной компонентой дрейфа континентов с помощью известного в физике “правила буравчика” [14]. Вся эта взаимосогласованная система, ответственная за западную и северную компоненты дрейфа континентов, может быть квалифицирована как *панглобальная геодинамическая система нулевого ранга (ГС-0)*.

ГС-0, обусловленная действием *внешних* по отношению к Земле ротационных сил и поэтому функционирующая во всей Земле, является крайним членом в иерархии интерферирующих конвективных геодинамических систем, функционирующих в столь же иерархически соподчиненных геосферах. Она создает *общий фон*, на котором разворачивается действие геодинамических си-

стем более высокого ранга, о которых пойдет речь в следующих разделах.

К ГС-0 можно отнести также периодические пульсации объема Земли, которые создают попеременно глобальную обстановку то горизонтального сжатия, то горизонтального растяжения всех земных геосфер.

Проблема геодинамического цикла 0-го ранга (ГЦ-0). Западная компонента дрейфа континентов (и вообще всех вышележащих геосфер относительно нижележащих) существовала с тех пор, как Земля вращается вокруг своей оси против часовой стрелки (если смотреть со стороны Северного полюса). Поэтому ни о какой цикличности этого процесса не может быть и речи. Северная же компонента дрейфа не может быть характерна для всей истории Земли. В противном случае все континентальные массы неизбежно скопились бы у Северного полюса. Однако для позднего докембрия более вероятно южная компонента дрейфа континентов, что дает возможность говорить уже об определенной цикличности процесса и пытаться выделить геодинамические циклы нулевого ранга (ГЦ-0). Об этом будет сказано в следующем разделе.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ ПЕРВОГО РАНГА

Геодинамические циклы 1-го ранга (ГЦ-1). С геодинамическими циклами 1-го ранга (ГЦ-1) – циклами Вилсона – дело обстоит более определенно. Один из авторов (В.Е. Хаин [42]) обозначил эти циклы как периодическое созидание и распад суперконтинентов в истории Земли. Наиболее точным “хронометром” такой периодичности можно считать этапность формирования континентальной коры по распределению U/Pb-датировок циркона в докембрии [46, с. 501, рис. 17.1, Б, по К. Конди (2000)]: 2.7, 1.9 и 1.2 млрд. лет. Если к этому ряду добавить цифру 0.32 млрд. лет (становление последней, вегенеровской Пангеи), то длительность циклов выстраивается в такой ряд: 0.8, 0.7 и 0.88 млрд. лет соответственно, в среднем 0.79 ± 0.09 млрд. лет. Однако известный специалист по докембрию Н.А. Божко в качестве средней продолжительности суперконтинентального цикла принимает ровно вдвое меньшую цифру – 0.395 млрд. лет [5]. Другой известный специалист, но уже по фанерозою, – А.М. Никишин [29] – также принимает примерно вдвое меньшую цифру (0.375 млрд. лет) по критерию наступления крупнейших океанских трансгрессий (от ордовика до позднего мела). Такое совпадение оценок средней продолжительности названного цикла, с точно-

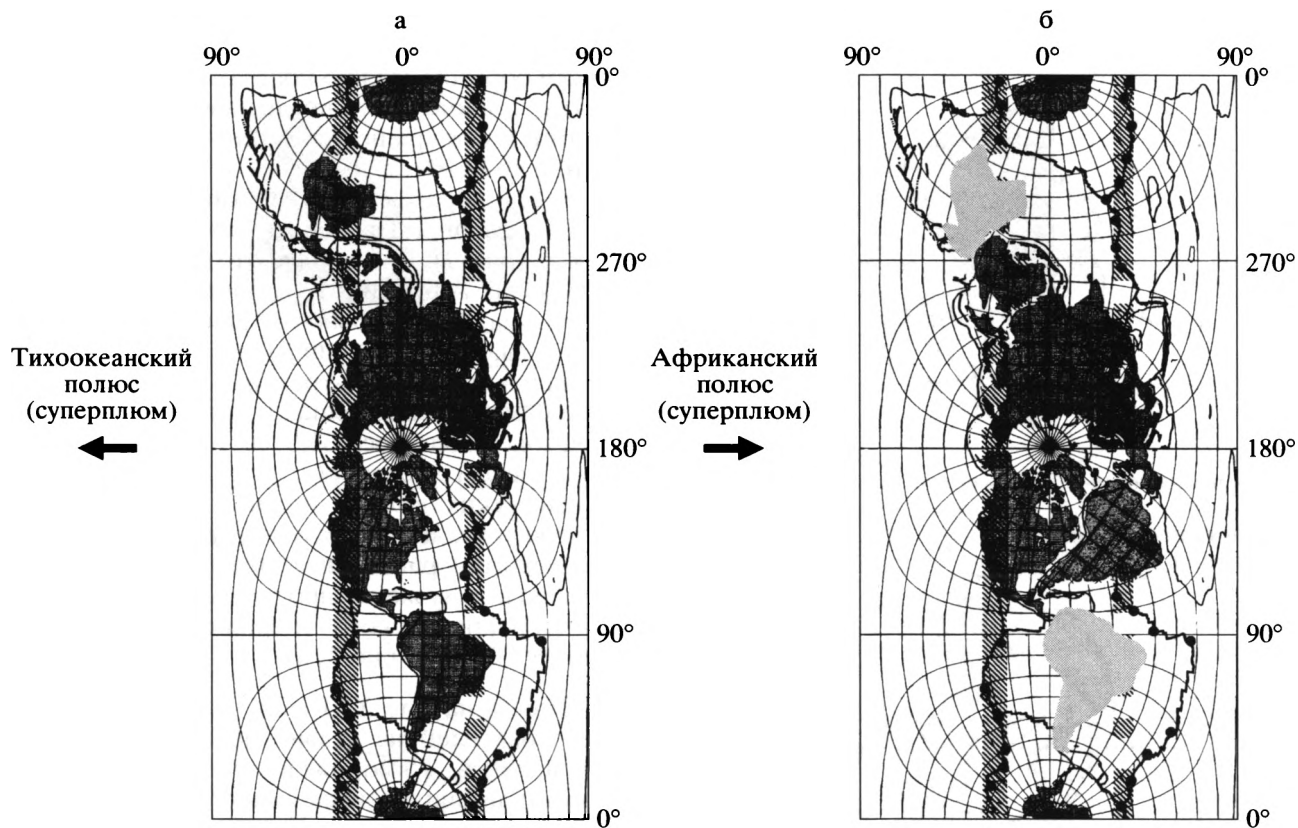


Рис. 1. Континенты и главные литосферные плиты в координатах GRS (Geotectonic Reference System). По [53], с упрощением, изменением и дополнением

а – карта Мира в цилиндрической равнопромежуточной проекции. Экватор и меридианы GRS земной сферы взаимно ортогональны. “Обычные” географические координаты изображены в виде искривленной сетки. Все континенты, кроме Африки, тяготеют к экваториальной полосе GRS (субмеридиональной полосе в “обычных” географических координатах), а также к Северному полюсу. Экваториальная область GRS ограничена заштрихованными малыми кругами GRS, к которым, в свою очередь, тяготеют зоны спрединга. Африка находится в полярной области GRS.

б – грубая качественная реконструкция будущего мегаконтинента – аналога поздневендской Гондваны – в системе GRS путем перемещения Южной Америки и Австралии в соответствии с их современными GPS-векторами

стью, как говорят математики и физики, до постоянного множителя 2, не может быть случайным и обсуждается ниже.

Геодинамическая система 1-го ранга (ГС-1). Эта геодинамическая система ответственна за соиздание и распад суперконтинентов [15, 16]. Она состоит из двух ячеек и функционирует во всей мантии. Центры восходящих потоков этих ячеек располагаются антиподально и выражены в виде Тихоокеанского и Африканского суперплюмов. Границей ячеек является субмеридиональная полоса нисходящего потока, опоясывающая весь земной шар с центральным меридианом 100° в.д.–80° з.д. К этой полосе приурочены пониженный уровень земного геоида и относительно “холодная” нижняя мантия, а также недавно выявленный по структурным и металлогеническим признакам геораздел 102–103° в.д. на востоке Азии [9].

Все континенты располагаются в пределах Индо-Атлантического сегмента Земли, совпадающего с Африканской ячейкой. После распада последней, вегенеровской, Пангеи и центробежного “разбегания” все они (кроме Африки) сосредоточились в названной субмеридиональной полосе нисходящего потока (рис. 1, а). В Африканской ячейке конвекция все время была одноярусной. При этом в верхней мантии господствовала “тектоника плавающих континентов” [39], обусловленная действием так называемой “drag force” (силой волочения) со стороны нижележащей мантии, в результате чего распалась последняя Пангея, в центре которой располагалась Африка, с центробежным “разбеганием” остальных континентов и их сосредоточением в экваториальной полосе GRS (см. рис. 1, а). В последнее время появляются доказательства реальности названной “drag force”, которая обусловила дефор-

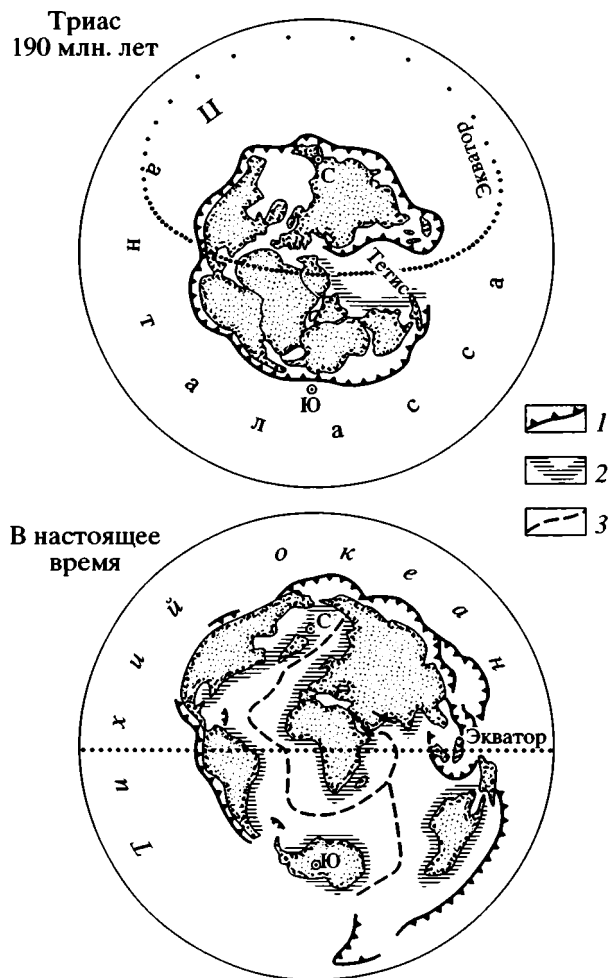


Рис. 2. Реконструкция раннемезозойской Пангеи. Азимутально-равнодистанционная проекция; в центральной части круга – видимое полушарие, по периферии – обратное полушарие. С и Ю – Северный и Южный полюсы. По Э. Канасевичу и др. с изменениями, из [46]

1 – зоны субдукции и соответствующие им активные континентальные окраины; 2 – пассивные континентальные окраины; 3 – современные оси спрединга Атлантического и Индийского океанов

мацию простого сдвига на подошве континентов, зафиксированную по анизотропии сейсмических волн [48].

В Тихоокеанском же сегменте Земли, совпадающем с одноименной ячейкой, на первом этапе (до эоцена) конвекция также была одноярусной, что приводило к “разбеганию” осей спрединга, расширению Тихоокеанской плиты и интенсивному магматизму. При переходе от первого ко второму этапу одноярусная конвекция сменилась двухъярусной. Теоретическая и компьютерная модель такой смены типа конвекции разработана [25].

Связь геодинамических циклов 1-го ранга (ГЦ-1) с геодинамической системой 1-го ранга (ГС-1). Таким образом, можно констатировать, что с момента становления последней, вегенеровской Пангеи к оси вращения Земли была приурочена не только ГС-0 (см. выше), но и ГС-1. Эта приуроченность выражается в следующем. Во-первых, центр названной Пангеи располагался вблизи экватора (рис. 2). Во-вторых, этот центр находился в пределах Африки; это означает, что центр суперплюма, “расколовшего” Пангею, и в момент ее распада также находился под Африкой в экваториальной зоне. В-третьих, центр этого суперплюма, как и Африка, и сейчас расположен в этой зоне (на полюсе GRS, см. рис. 1, а), для которой в целом характерны пониженные скорости сейсмических волн в нижней мантии (рис. 3). В-четвертых, центр другого суперплюма – Тихоокеанского – располагается не только в той же зоне, но к тому же антиподально по отношению к центру Африканского суперплюма, т.е. на другом полюсе GRS (см. рис. 1, а).

Итак, в начале XXI века, когда большинство исследователей не ставит под сомнение дрейф континентов (“вмороженных” в литосферные плиты или движущихся самостоятельно), намечается новый рубеж раздела мнений по проблеме “фиксизм или мобилизм”. Одна версия – это признание *фиксированной* относительно оси вращения Земли ГС-0 и привязанной к экватору ГС-1. Эта версия, как констатировал один из авторов данной статьи В.Е. Хаин [43, с. 226], возникла сравнительно недавно в связи с получением палеомагнитных данных о расположении континентов в докембрии. Стало выясняться, что, во-первых, в докембрийской истории Земли, начиная, по крайней мере, с рубежа архей-протерозой, если не раньше, периодически возникала, а затем разрушалась компактная группировка материков в суперконтиненты – Пангеи, сосредоточенные в одном, соответственно, Индо-Атлантическом, сегменте Земли; в другом полушарии им противостоял Мировой океан – Панталасса. Во-вторых, что здесь особенно важно, конфигурация Пангеи оказывалась каждый раз сходной (если отвлечься от последующего вращения некоторых континентов – Восточной Европы (Балтики) и Сибири, ныне постулируемого палеомагнитологами) с уже достаточно прочно установленной конфигурацией последней, позднепалеозойской-раннемезозойской, “вегенеровской”, Пангеи [54]. Об устойчивости структурного плана Земли и ее причине косвенно свидетельствует установленный недавно Н.Ю. Бочаровой и А.А. Шрейдером [6] факт также компактного расположения полюсов вращения литосферных плит в течение последних 150 млн. лет в определенном районе северного полушария.

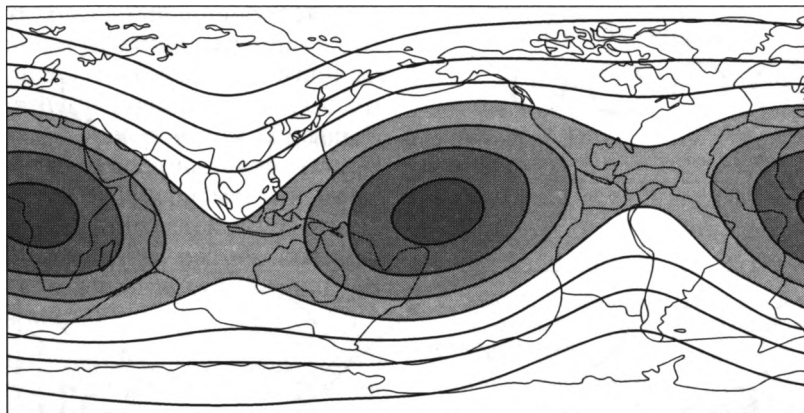


Рис. 3. Средние скорости сейсмических волн в нижней мантии. Области с пониженными скоростями отмечены красным. По [56]

В экваториальной полосе пониженных скоростей выделяются две области, центры которых расположены в антиподальных точках, соответствующих центрам Тихоокеанского и Африканского суперплюмов

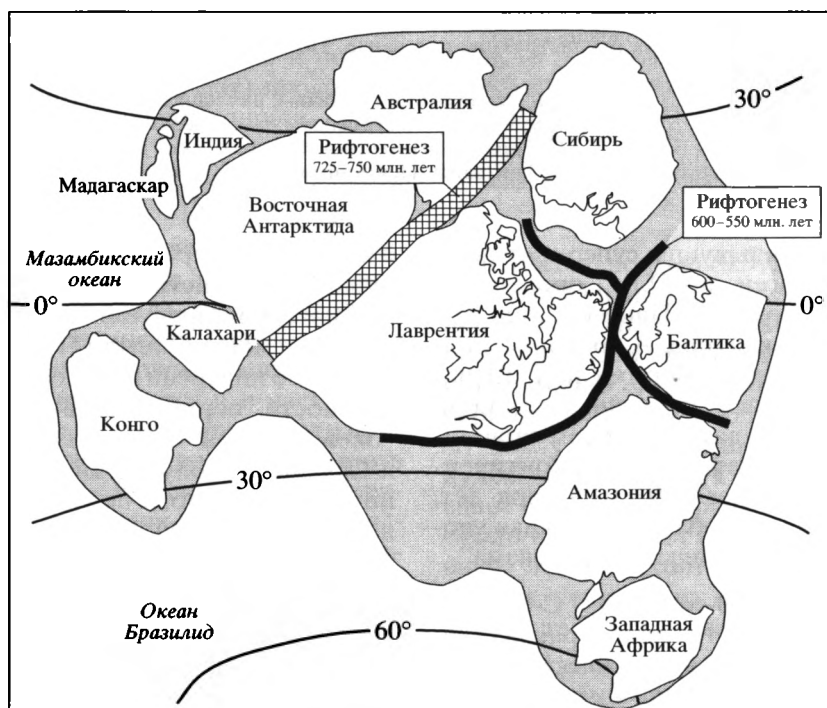


Рис. 4. Предполагаемая реконструкция Родинии. По Т. Торсвику и др., 1996, из [46]

Соавтор данной статьи М.А. Гончаров [16] предлагает для обозначения данной версии, по традиции, термин “глобальный фиксизм”. Другая версия представляет собой декларирование неупорядоченного, хаотического, не связанного с осью вращения Земли движения континентов и литосферных плит (“глобальный мобилизм”), в том числе на модельном уровне, например, [39].

Тот факт, что упомянутые выше суперконтинентальные циклы повторялись с почти одинаковой периодичностью – 0.79 ± 0.09 млрд. лет, начиная с конца архея, дает основание утверждать, что ГС-0 и ГС-1 функционировали все это время примерно так же, как и в мезозое-кайнозое. Это сходство выражается прежде всего в том, что, как и у последней, вегенеровской, Пангеи (Пангеи-3),



Рис. 5. Схема палеогеодинамических реконструкций для венда. По А.А. Моссаковскому, Ю.М. Пушаровскому и С.В. Руженцеву [28]

1 — Палеопацифика; 2 — Гондвана; 3 — периферические блоки Гондваны, начавшие отделяться от нее в венде; 4 — континенты северного ряда; 5 — рифтогенные структуры; 6 — островодужно-аккреционные пояса; 7 — демаркационные разломы. Цифры в кружках: 1 — Балтия, 2 — Сибирь, 3 — Лаврентия, 4 — авалонские микроконтиненты, 5 — проторифт Западного Япетуса, 6 — проторифты Восточной Гондваны (Неймонгольский, Хантайширский, Каратау-Байконурский)

центры двух из трех предыдущих суперконтинентов — Пангеи-0 (Моногеи, по О.Г. Сорохтину и С.А. Ушакову [36]) и Родинии (Пангеи-2, рис. 4) — располагались вблизи экватора. А поскольку при распаде Пангеи-0 и Пангеи-1 (Мегагеи, по Г. Штилле) континенты “разошлись” не очень далеко (см. ниже), то можно утверждать, в первом приближении, что центры всех четырех суперконтинентов, формировавшихся через 0.79 ± 0.09 млрд. лет, располагались вблизи экватора, подтверждая упомянутую выше версию “глобального фиксизма”.

Геодинамический цикл 0-го ранга (ГС-0). Следующий вопрос — об общей тенденции распада суперконтинентов. Как говорилось выше, Пангея-3 Вегенера распалась таким образом, что все континенты, кроме Африки с фиксированным под ней Африканским суперплюмом, расположились в результате функционирования ГС-1 в субмеридиональной полосе большого круга — экватора GRS (см. рис. 1, а). Однако “действие” ГС-0 (тенденция северного дрейфа континентов) сказалось в том, что в названной субмеридиональной полосе континенты явно тяготеют к Северному полюсу (см. тот же рисунок).

А вот распад Пангеи-3 (Родинии) происходил несколько иначе — континенты тоже расположились в субмеридиональной полосе, но с тяготением на этот раз к Южному полюсу (рис. 5). Это

означает, что при распаде этой Пангеи “правило буравчика” действовало в обратную сторону. Такие инверсии предусмотрены в небесной механике ядра и мантии Земли [1]. Намечаются геодинамические инверсии и по геологическим данным, в частности, периодическая смена относительной “океаничности” и “континентальности” Южного и Северного полушарий [4]. Современная “океаничность” Южного полушария и “континентальность” Северного полушария коррелируются с тем важным обстоятельством, являющимся следствием функционирования ГС-0, что поверхность Южного полушария испытывает всестороннее горизонтальное растяжение, а поверхность Северного полушария — компенсационное всестороннее горизонтальное сжатие [16]. Это модельное представление находит подтверждение в том, что, по данным GPS, географические параллели Южного полушария удлиняются, а параллели Северного полушария, наоборот, укорачиваются (Ю.В. Баркин, 2006 г., устное сообщение).

Итак, с “деструктивной” половиной суперконтинентального цикла Вилсона (которая в настоящий момент времени продолжается или вскоре закончится) имеется некоторая определенность. Функционирующие в этой половине цикла ГС-0 и ГС-1 обеспечивают распад экваториального суперконтинента, центростремительный дрейф континен-

тов во все стороны от “раскалывающего” экваториального суперплюма и их концентрацию в субмеридиональной полосе с тяготением к Южному полюсу (в случае Пангеи-2 – Родинии) или к Северному полюсу (в случае вегенеровской Пангеи-3). Поскольку в этой субмеридиональной полосе нисходящего потока температура мантии понижена, то это способствует длительному сохранению “корней” тех континентов, размер которых не превышает 3000 км, в частности, корней докембрийских кратонов [59].

А вот с “конструктивной” половиной цикла Вилсона ситуация является менее определенной. Многие авторы традиционно считают, что в конце венда имела место частичная агломерация континентов в Южном полушарии в виде мегаконтинента Гондвана. Однако другие исследователи [31, 50, 55, 60 и др.] в своих реконструкциях идут дальше вплоть до признания формирования нового суперконтинента, названного Паннотией и расположенного в Южном полушарии, в позднем венде. Вероятно, эта реконструкция послужила для Н.А. Божко одним из аргументов в пользу вдвое укороченной (0.395 млрд. лет) продолжительности суперконтинентального цикла, о чем говорилось выше.

Если исходить из презумпции того, что каждая сторона по-своему права, то следует признать, что после распада Пангеи-2 (Родинии) определенная агломерация континентов в Южном полушарии действительно происходила, либо частичная с формированием мегаконтинента Гондвана, либо полная с образованием суперконтинента Паннотия. Нечто подобное намечается и в настоящее время, только с “северной” тенденцией. Если произвести грубую качественную реконструкцию в системе GRS путем перемещения Южной Америки и Австралии в соответствии с их современными GPS-векторами, то обозначатся контуры будущего мегаконтинента – аналога поздневендской Гондваны, расположенного на этот раз в Северном полушарии (см. рис. 1, б). В то же время, поскольку все предыдущие четыре Пангеи “собирались” в экваториальной зоне, то, вероятно, и центр будущей Пангеи (Пангеи-4) также будет расположен вблизи экватора.

Таким образом, суперконтинентальный цикл Вилсона в понимании В.Е. Хаина (которое разделяет и другой автор данной статьи) продолжительностью 0.79 ± 0.09 млрд. лет представляет собой период от “сборки” (или распада) суперконтинента до “сборки” (или распада) следующего суперконтинента, при обязательном условии, что центры всех суперконтинентов располагаются вблизи экватора. В понимании же Н.А. Божко [5] это условие не считается обязательным; поэтому суперконтинентальный цикл ровно вдвое мень-

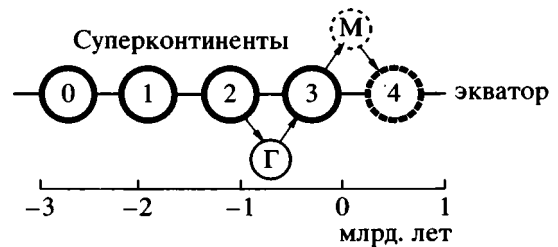


Рис. 6. Геодинамический цикл нулевого ранга (ГЦ-0) меридионального дрейфа континентов

Суперконтиненты: Пангея-0 (Моногея), Пангея-1 (Мегагея Штилле), Пангея-2 (Родиния), Пангея-3 Вегенера и предполагаемая будущая Пангея-4 – формируются с периодичностью цикла Вилсона (около 0.8 млрд. лет) в экваториальной зоне под действием центробежных ротационных сил в геодинамической системе нулевого ранга (ГС-0). Распад Пангеи-2 в геодинамической системе 1-го ранга (ГС-1) происходит в обстановке южнополярного меридионального дрейфа континентов в ГС-0; этот дрейф завершается объединением части континентов в расположенный в Южном полушарии мегаконтинент Гондвана (Г). После этого направление дрейфа в ГС-0 изменяется на северополярное; это направление сохраняется и во время соиздания и распада Пангеи-3 и завершается объединением части континентов в предполагаемый будущий мегаконтинент (М), расположенный в Северном полушарии. Цикл (ГЦ-0) общей продолжительностью около 1.6 млрд. лет (удвоенный цикл Вилсона) завершается формированием будущей Пангеи-4

шей длительностью (0.395 млрд. лет) включает и промежуточные, проблематичные суперконтиненты типа Паннотии или мегаконтиненты типа Гондваны. Эти мегаконтиненты к тому же еще попеременно оказываются то в Южном, то в Северном полушарии, подчиняясь геодинамическому циклу меридионального дрейфа континентов нулевого ранга (ГС-0), продолжительностью вдвое большей по сравнению с циклом Вилсона – около 1.6 млрд. лет (рис. 6). К этому следует добавить, что мегаконтинент Гондвана, образовавшись в конце венда, сохранил свою целостность вплоть до “сборки” вегенеровской Пангеи-3.

В связи со сказанным возникают вопросы о причинах всех перечисленных явлений:

1. Почему распадаются “настоящие” (в нашем понимании) “экваториальные” суперконтиненты?
2. Почему при таком распаде значительные континентальные массы оказываются попеременно то в Южном, то в Северном полушарии?
3. Почему при последующей “сборке” нового суперконтинента его центр снова оказывается вблизи экватора?
4. Почему при этой “сборке” мегаконтиненты типа Гондваны не теряют своей целостности?

Насчет причины распада суперконтинента мнение почти единодушно – это накопление “избыточного” тепла под суперконтинентом ввиду

его значительной ширины и низкой теплопроводности. Однако мегаконтинент Гондвана обладал этими качествами и не распался в палеозое. Современный суперплюм зафиксирован под Африкой – далеко не самым обширным континентом. Под Евразией же суперплюм отсутствует; под ней фиксируются только отдельные адвективные плюмы, в частности, под Тянь-Шанем [35] и Байкальской рифтовой зоной [41]. В.П. Трубицын [38] прогнозирует появление со временем такого суперплюма под тем мегаконтинентом, который показан на рис. 1,б (будущим аналогом Гондваны). Однако, если опираться на “опыт” Гондваны, то неизвестно, будет ли этот суперплюм достаточно мощным, чтобы обеспечить распад этого мегаконтинента. Вероятно, помимо “континентального теплового экрана”, существует и другая причина формирования суперплюмов – экваториальный “горячий пояс” не только ранней, но и современной (см. рис. 3) Земли. К этому “поясу” приурочен, в частности, Тихоокеанский суперплюм, антиподальный по отношению к Африканскому суперплюму и расположенный на удалении от континентов; оба они находятся в экваториальной зоне, к их центрам приурочены полюсы GRS (см. выше). Это означает, что для распада суперконтинента недостаточно его “теплоэкранного” эффекта; необходимо, чтобы суперконтинент оказался в экваториальном “горячем поясе” Земли.

В результате вырисовывается следующий сценарий цикла Вилсона. В экваториальной зоне еще с архея существует “горячий пояс”, обусловленный ротационным фактором – вращением Земли вокруг ее оси [36]. При появлении в этом поясе суперконтинента (о причинах такого появления см. ниже) под последним возникает восходящий поток в виде суперплюма, “раскалывающего” суперконтинент, а также восходящий поток – антиподальный суперплюм на другом конце Земли; оба восходящих потока компенсируются нисходящим потоком в субмеридиональной полосе. Т.е. возникает конвективная ГС-1 с двумя ячейками. С течением времени континенты концентрируются в зоне нисходящего потока, но не равномерно, а со смещением в сторону Южного полюса (как при распаде Родинии) или Северного полюса (как при распаде вегенеровской Пангеи, см. рис. 1, а) ; за такое смещение ответственна другая геодинамическая система – ГС-0 (см. выше). Половина цикла заканчивается формированием мегаконтинента, расположенного либо в Южном (Гондвана), либо в Северном (“будущая Гондвана”) полушарии. Под мегаконтинентом накапливается “избыточное” тепло, в результате чего ГС-1 ослабевает [38]. Однако этого тепла оказывается недостаточно для распада мегаконтинента. В то же время, в силу “ослабшей” ГС-1, в

действие вступает ротационный фактор, который стремится привести поверхность Земли, в первую очередь, над наиболее “возвышенной” континентальной литосферой, к форме эллипсоида вращения, сплюснутого у полюсов. В первой половине цикла этому фактору противостояла и превосходила его ГС-1, а с ее ослаблением он “заработал” в полную силу. (Подобное “противоборство” эндогенного и гравитационного факторов происходит, например, при орогенезе и последующем “коллапсе” орогенов.) В результате континенты, которые уже находились в субмеридиональной полосе, разделяющей Индо-Атлантический и Тихоокеанский сегменты Земли (см. рис. 1), “устремляются” к экватору и собираются в относительно изометричный суперконтинент (см. рис. 2 и 4). И начинается новый цикл Вилсона.

Что касается более ранних суперконтинентов – Пангеи-0 (Моногеи) и Пангеи-1 (Мегагеи), то, как было сказано выше, они испытывали лишь частичный распад и наших сведений о них недостаточно, чтобы судить о том, как функционировали в то время в деталях ГС-0 и ГС-1.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ ВТОРОГО РАНГА

Геодинамические циклы 2-го ранга (ГЦ-2). Один из авторов данной статьи (В.Е. Хаин) [42] назвал эти циклы именем М. Бертрана, который выделил общеизвестные ныне каледонский, герцинский и альпийский тектонические циклы, к которым впоследствии добавились байкальский и киммерийский циклы. Эти циклы имеют среднюю продолжительность 150–200 млн. лет (кроме байкальского) и завершаются главными эпохами орогенеза. В частности, к этим эпохам приурочены пики усиления интенсивности щелочного магматизма [21, рис. 1]: 1150–1050 (гренильская эпоха), 570 (байкальская эпоха), 450 (раннекаледонская эпоха), 250 (герцинская эпоха), 150 (раннекиммерийская эпоха), 40 (альпийская эпоха) млн. лет.

Циклы Бертрана (ГЦ-2) “вписываются” в циклы Вилсона (ГЦ-1); время их существования и их продолжительность в основных океанах и подвижных поясах неогей показаны на рис. 7. Последний полный цикл Вилсона, от становления Пангеи-2 (Родинии) до становления Пангеи-3 Вегенера, состоит как бы из двух полуциклов (“циклов Божко-Никишина”, см. выше) – байкальского и каледонско-герцинского, каждый продолжительностью около 400 млн. лет, первый из которых завершился созданием “промежуточного” мегаконтинента – Гондваны. Второй же полуцикл состоит из каледонского и герцинского цик-

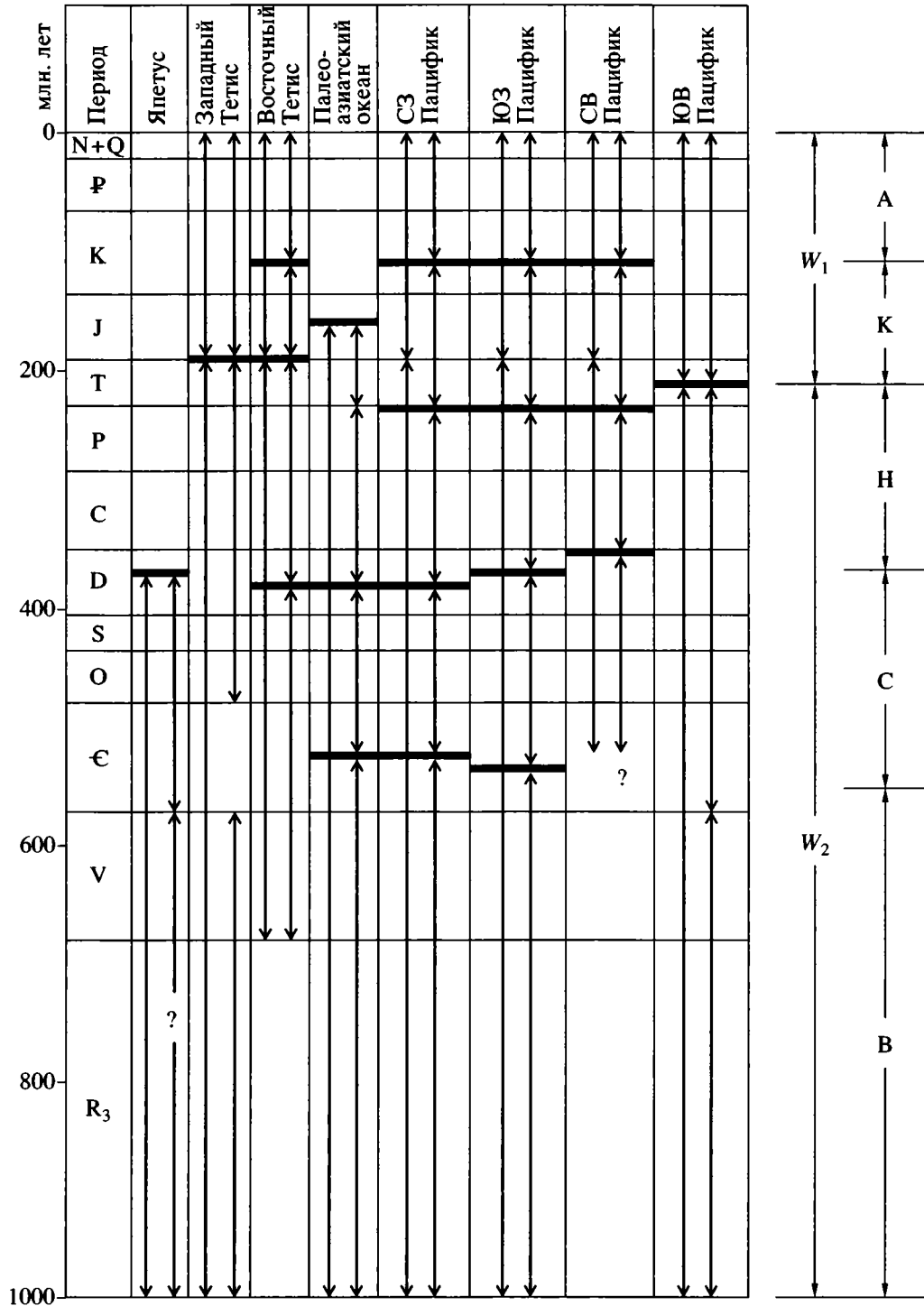


Рис. 7. Последовательность циклов Вилсона (ГЦ-1) и циклов Бертрана (ГЦ-2) в основных океанах и подвижных поясах неогена. По В.Е. Хаину [26], с изменением вертикального масштаба

W – циклы Вилсона; циклы Бертрана: В – байкальский, С – каледонский, Н – герцинский, К – киммерийский, А – альпийский

лов, каждый продолжительностью около 200 млн. лет. Думается, что такое разделение цикла Вилсона (около 800 млн. лет) на два полуцикла по

400 млн. лет и далее разделение 2-го полуцикла на два цикла Бертрана по 200 млн. лет не является случайностью, а отражает некую закономер-

ность, которую еще предстоит расшифровать. Не исключено, что определенную роль здесь играло то обстоятельство, что байкальским циклом (ГЦ-2) завершается цикл южного дрейфа континентов (ГЦ-0, см. выше), когда континенты концентрируются в южнополярной области, а возможность их дрейфа уменьшается в связи с сужением “пространства для маневра”, в то время как каледонский цикл знаменует начало цикла северного дрейфа континентов со значительным расширением такого “пространства”. Напомним, что даже после завершения как герцинского цикла Бертра (ГЦ-2), так и цикла Вилсона (ГЦ-1) созданием Пангеи-3 Вегенера цикл северного дрейфа (ГЦ-0) еще продолжается.

Геодинамическая система 2-го ранга (ГС-2). К субглобальной ГС-2 [15, 16] можно отнести тектонику литосферных плит для тех областей, в которых можно обнаружить “классические” ячейки “спрединг–плита–субдукция”. Такие ячейки характерны для Тихоокеанского сегмента Земли. В качестве примера можно привести ячейку “Восточно-Тихоокеанская зона спрединга – плита Наска – Андская зона субдукции”. Однако в Индо-Атлантическом сегменте, как правило, зоны спрединга существуют сами по себе без компенсирующих зон субдукции.

Сейсмоотографическое продолжение зон спрединга прослеживается лишь до небольших глубин. Это обстоятельство, в сочетании с фактами так называемого “сухого” (амагматического) спрединга и с компьютерным моделированием “тектоники плавающих континентов” [39], дает все основания полагать, что спрединг является не активной силой, вызывающей дрейф континентов, а всего лишь пассивной реакцией на этот дрейф, обусловленный другой причиной – функционированием ГС-0 и ГС-1 о чем говорилось выше. Зоны “косого” спрединга (с диагональной ориентировкой рифтовых долин и перпендикулярных к ним трансформных разломов) также свидетельствуют о решающей роли дрейфа континентов (их раздвижения со сдвигом) в формировании спрединговых зон. Таким образом, спрединг принадлежит к геодинамической системе более высокого (более мелкомасштабного) ранга – ГС-2. Заметим попутно, что пассивный режим растяжения в сочетании со сдвигом характерен и для континентальных рифтов, на что обратил внимание Ю.Г. Леонов в своей недавней публикации [24].

Однако повышенный тепловой поток и базальтовый магматизм в зонах спрединга представляют собой достаточно *активный* “отклик” на *пассивное* растяжение, равно как и возникновение поднятия в виде срединно-океанского хребта. Недавние геолого-геофизические исследова-

ния в акваториях океанов [33, 34] показали, что обстановка горизонтального растяжения в направлении, поперечном к зонам спрединга, господствует лишь в узкой приосевой зоне. Во всей же остальной части океана доминирует обстановка горизонтального сжатия (распространяющаяся и на смежные континенты), выраженная в виде надвигов, по большей части перемещенных от оси спрединга в сторону континентов [34]. Это явление Ю.М. Пушаровский назвал “боковой релаксацией спрединга”. Суть этой “релаксации” заключается в том, что скорость спрединга на оси срединно-океанского хребта *превышает* скорость раздвижения окружающих континентов. Сочетание горизонтального растяжения в зоне спрединга с горизонтальным сжатием по его периферии является поверхностным отражением конвекции внутри верхней мантии в виде восходящего потока в осевой зоне, горизонтального центрбежного потока (собственно спрединга), нисходящего потока в области периокеанических впадин (фиксируемого по повышенной скорости сейсмических волн в верхней мантии [52]) и замыкающего центростремительного горизонтального потока на некоторой глубине. Нижний горизонтальный противопоток препятствует раздвижению нижней части континентальной мантийной литосферы, что вносит “континентальную” специфику в геохимию вулканизма зон спрединга [8]. Теоретически и экспериментально эту конвекцию воспроизвел А.Г. Кирдяшкин [20].

Все сказанное демонстрирует некоторую искусственность объединения океанской и континентальной литосфер, разделенных “пассивной” границей, в *единую* литосферную плиту.

Связь геодинамических циклов 2-го ранга (ГЦ-2) с геодинамической системой 2-го ранга (ГС-2). Проблема “океанизации” континентальной литосферы, над разрешением которой на протяжении многих лет неустанно работал В.В. Белоусов [2], в настоящее время представляется следующим образом. Геологическое пространство, которое возникает между расходящимися континентами и их “корнями”, заполняется тремя составляющими: 1) сверху – водой вследствие понижения рельефа земной поверхности; 2) сбоку – веществом континентальной мантийной литосферы; 3) снизу – веществом “подконтинентальной” мантии, в том числе и нижней мантии. В обстановке горизонтального растяжения и снижения литостатического давления породы нижней мантии испытывают экзотермический (из-за отрицательного наклона кривой Клапейрона на рТ-диаграмме границы фаз) фазовый переход через границу 670 км с выделением тепла. Не

исключено, что именно это тепло возбуждает конвекцию в ГС-2.

Процесс спрединга при раздвижении континентов сопровождается все большим удлинением верхнемантийной конвективной ячейки ГС-2 по горизонтали. Однако такое удлинение имеет свой предел. С одной стороны, это предел расхождения континентов, обусловленный функционированием ГС-0 и ГС-1, о чем говорилось выше. Континенты могут начать сближаться. В этом случае периокеаническая депрессия на пассивной окраине континента, являвшаяся отражением нисходящего потока в ячейке ГС-2, превратится в зону субдукции, а сама континентальная окраина станет активной. Процесс конвекции в верхней мантии в обстановке сужающегося океанического пространства детально описан в работе У. Гамильтона [51].

Как при раздвижении, так и при сближении континентов, корни которых достигают границы 410 км, а, возможно, проникают и глубже, вплоть до подошвы верхней мантии (670 км), возникает проблема пространства не только для океанической литосферы (как это трактуется в тектонике плит), но и для всей раздвигающейся или сужающейся верхней мантии под океаном. Как говорилось выше, при раздвижении континентов заполнение образующейся “пустоты” происходит частично за счет фазового перехода вещества нижней мантии в верхнюю мантию. Вероятно, при сближении континентов, во избежание “переуплотнения” верхней мантии под океаном, имеет место обратный фазовый переход части ее вещества в нижнюю мантию. Другая же часть может быть “переброшена” в область того смежного океана, который в это время испытывает расширение и упомянутый выше “недостаток” вещества. Нечто подобное предполагается для пространства между Северной и Южной Америкой (задуговая часть зоны субдукции Малых Антиль) и между Южной Америкой и Антарктидой (задуговая часть зоны субдукции Скотия).

Однако, наряду с процессом перехода от раздвижения континентов к их сближению, существует и другая причина возникновения зон субдукции. Даже если процесс раздвижения континентов продолжается, может наступить момент, когда будет достигнута критическая ширина конвективной ячейки ГС-2. В результате компьютерного моделирования, проведенного Л.И. Лобковским и В.Д. Котелкиным [25], оказалось, что при тепловой конвекции увеличение ширины верхнемантийной ячейки приводит к ее разделению на две или несколько ячеек. В этих ячейках имеются зоны восходящих и нисходящих потоков. В зонах восходящих потоков осуществляется спрединг. В зонах же нисходящих потоков возникает суб-

дукция. Характерной особенностью таких ячеек является миграция зон спрединга и субдукции. Если такая зона субдукции имеет по отношению к континенту обратную полярность (наклон зоны Беньофа в сторону океана), то при миграции зоны субдукции в сторону континента она, в конечном счете, аккрецируется к континенту в виде обдуцированного на континент аллохтона с надсубдукционными офиолитами. В качестве примера можно привести Ачайваям–Валагинскую дугу, аккрецированную в кайнозой к активной окраине Евразии [22]. Однако обратная полярность зоны субдукции облегчает возможность обдукции офиолитов также и на пассивную континентальную окраину. Например, таким образом возник целый “Периарабский” пояс офиолитовых покровов, обдуцированных на пассивную окраину Афро-Аравии. Самые крупные фрагменты обдуцированной литосферы океанского типа обнаружены именно на пассивных окраинах (в частности, Семаильский аллохтон Омана). Такая трактовка генезиса офиолитовых покровов согласуется с датировками, согласно которым формирование литосферы океанского типа и ее обдукция разделяются небольшим отрезком времени. Более того, именно литосфера задуговых бассейнов имела больше шансов сохраниться на земной поверхности, чем литосфера открытого океана, порожденная в зонах спрединга и погруженная в зонах субдукции.

Таким образом, намечаются два типа инверсии геодинамического режима в ГС-2. Первый из них можно назвать *пассивным* – это переход от раздвижения континентов к их сближению. В реальности речь идет не о двух крупных континентах, а об “отколе” микроконтинента (или даже таких относительно крупных континентальных массивов, как Индия или Аравия) от одного крупного континента (Африки или целой Гондваны) и его приращении к другому крупному континенту (Евразии). Активную же роль здесь играет ГС-1.

А вот при разделении ячейки, в случае ее чрезмерного удлинения, на более мелкие ячейки, с образованием внутритрокеанских зон субдукции, мигрирующих в сторону континента, можно говорить об *активном* типе инверсии геодинамического режима, при активной же роли непосредственно ГС-2.

В обоих случаях цикл смены деструктивного геодинамического режима на конструктивный происходит без распада одного суперконтинента и формирования нового суперконтинента и поэтому может быть сопоставлен с циклом Бертраана.

Поскольку для обоих случаев характерно возникновение зон субдукции, то переход к конструктивному геодинамическому режиму знаменуется усилением взаимодействия мантии с корой

и рециклинга корового материала, с усилением интенсивности щелочного магматизма [21], о чем говорилось выше.

Положение континентов в иерархии геодинамических систем. Как уже говорилось выше, континенты в ГС-0 и ГС-1 испытывают дрейф. В концепции тектоники литосферных плит они предполагаются как бы “вмороженными” в эти плиты и дрейфуют вместе с ними. В концепции “тектоники плавающих континентов” [39] они дрейфуют относительно самостоятельно. Однако в обоих случаях предполагается их “жесткость” в том смысле, что их конфигурация не меняется с течением геологического времени, что и позволяет производить палеотектонические реконструкции. Это предположение основано на незначительности так называемых “внутриплитных”, а, по существу, “внутриконтинентальных” деформаций приповерхностных геосфер континентов по сравнению с масштабами дрейфа континентов и деформаций на их активных окраинах.

Однако это не означает, что внутри континентов нельзя выделить геодинамические системы более высокого (более мелкомасштабного) ранга по сравнению с ГС-0 и ГС-1. Основанием для такого выделения является регистрация на континентах как вертикальных, так и горизонтальных тектонических движений, которые, в силу компенсационной организации тектонического течения [12], неизбежно должны быть взаимосвязаны в ячейки конвективного типа. Имеются отдельные указания на тектоническое течение мантии под континентами, независимое от направления дрейфа континентов [52, 57]. Некоторые авторы [19, 23, 35, 37, 40, 41] подчеркивают конвективный характер такого течения и его отражение в структурах континентов. Для континентальных рифтов характерно сочетание сдвига вдоль оси рифта с пассивным режимом горизонтального растяжения по нормали к этой оси [24], что имеет место и в случае океанского спрединга, где такое сочетание представляет собой интерференцию ГС-1 и ГС-2 [16]. Однако выделение на континентах геодинамических систем более высокого ранга – это дело будущего.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ ТРЕТЬЕГО РАНГА

Геодинамические циклы 3-го ранга (ГЦ-3). Один из авторов (В.Е. Хаин [42]) назвал эти циклы именем Г. Штилле, который выделил многие общеизвестные ныне фазы складчатости, или орогенические фазы (так называемый “канон Штилле”). В настоящее время установлено, что эти фазы группируются в эпохи усиления склад-

чатых и разрывных деформаций, разделенные относительно более спокойными и длительными промежутками времени. Средняя продолжительность цикла Штилле (ГЦ-3) между соседними эпохами составляет 30 млн. лет. Эту периодичность Н.Л. Добрецов [17] назвал “главной геологической периодичностью” и в подтверждение ее реальности привел повторяемость целого комплекса геологических явлений.

Геодинамическая система 3-го ранга (ГС-3). Тепловой поток под океанами и их окраинами распределен неравномерно. Его повышенные значения наблюдаются в характерных зонах ГС-2 – в зонах спрединга, субдукции и коллизии. Именно в названных зонах повышенного теплового потока функционирует конвективная геодинамическая система следующего, 3-го, ранга (ГС-3). Здесь конвекция обусловлена инверсией плотности в тектоносфере (астеносфера+литосфера) : плотность астеносферы примерно на 0.1 г/с м^3 меньше плотности вышележащей мантийной литосферы. Эта инверсия плотности существует во всех областях Земли, где имеется астеносфера, но возникновению столь же повсеместной конвекции препятствует высокая вязкость мантийной литосферы. Исключением являются названные зоны повышенного теплового потока: спрединга, субдукции и коллизии. В этих зонах резко снижается вязкость мантийной литосферы и конвекция становится возможной.

Как известно, форма конвективных ячеек зависит от числа Рэлея R , которое увеличивается с ростом теплового потока. При $R > 10^4$ конвективные ячейки имеют трехмерную (купольную) форму, а при R в диапазоне 10^3 – 10^4 происходит двумерная валиковая конвекция.

Более подробно ГС-3 освещена в [15, 16]. Здесь же отметим, что по убыванию энергетической “мощности” (в физическом, а не геологическом значении этого термина) названные три зоны – субдукции, коллизии и спрединга – можно выстроить в такой ряд: зоны субдукции окраин Тихого океана, зоны коллизии (Альпийско-Гималайский горно-складчатый пояс) и зоны океанского спрединга. Зонам субдукции свойственна купольная форма конвекции в ГС-3, зонам коллизии – смешанная форма (купольная в одних местах и валиковая в других), а зонам спрединга – только валиковая (с тенденцией к куполовидности при быстром спрединге). Во всех случаях, из-за наличия более легкой коры, конвекция является двухъярусной; в результате под поднятиями формируются “корни”, а под впадинами – “антикорни”.

Купольная форма двухъярусной конвекции в зонах субдукции имеет своим следствием мантийный диапиризм в нижнем ярусе в сочетании с впа-

динамию окраинных и внутренних задуговых морей в верхнем ярусе. Как показывают эксперименты [15, 16], мантийные диапиры окружены компенсационными дугообразными в плане резко асимметричными прогибами, которые можно сопоставлять с дугообразными в плане глубоководными желобами и окаймляемыми ими вулканическими островными дугами (наверху) и зонами Беньофа (на глубине).

Обстановка радиального в плане горизонтального растяжения в верхней части мантийных диапиров приводит к рассеянному спредингу в центре, который компенсируется на периферии центробежной миграцией островных дуг и глубоководных желобов (так называемым “откатом” зоны субдукции). По простиранию эти дуги и желоба переходят на континенте в центробежно-вергентные складчато-покровные сооружения и передовые прогибы, окаймляющие мантийные диапиры. Это явление обычно квалифицируется как “континентальная субдукция”, или “субдукция Амштутца”, хотя на самом деле имеет место надвигание, которое лишь компенсируется пододвиганием. В случае далеко зашедшего процесса конвекции возможна эксгумация продуктов высокобарического метаморфизма, происходящего в зоне субдукции.

Валиковая форма двухъярусной конвекции приводит к формированию линейных поднятий с “корнями”, чередующихся с впадинами, обладающими “антикорнями”. В зонах коллизии система поднятий и впадин имеет продольную ориентировку. Коллизионное горизонтальное сжатие не является непосредственной причиной формирования поднятий и впадин, поскольку оно не только не может способствовать утонению коры и литосферы под впадинами, но и не может “перескакивать” через впадины, создавая утолщение коры и литосферы под поднятиями. Но это сжатие “катализирует” процесс двухъярусной конвекции, определяет ориентировку поднятий и впадин, ускоряет процесс и синхронизирует его на значительных пространствах коллизионного пояса.

В зонах спрединга система поднятий и впадин имеет поперечную ориентировку. Здесь аналогичным образом спрединг не является непосредственной причиной возникновения поднятий и впадин. Но он определяет их ориентировку. Физическую состоятельность столь необычного характера конвекции продемонстрировали теория и эксперименты А.Г. Кирдяшкина [20]. К впадинам приурочены трансформные разломы. Само сдвиговое смещение по трансформным разломам, как и спрединг, происходит в описанной выше ГС-2. Подробности интерференции ГС-2 и ГС-3, в том

числе по результатам физического моделирования формирования трансформных разломов, описаны в [16].

Если коллизионный орогенный пояс состоит из системы продольных поднятий и впадин, а спрединговый срединно-океанский хребет – из системы поперечных поднятий и впадин, то такой “хребет”, несопоставимый по своим гигантским размерам с обычными орогенными хребтами, но зато сопоставимый с целым орогенным поясом, имеет смысл именовать “талассоорогенным” поясом.

Связь геодинамических циклов 3-го ранга (ГЦ-3) с геодинамической системой 3-го ранга (ГС-3). Возникновение инверсии плотности и конвекция в тектоносфере представляют собой периодически повторяющиеся явления [18]. Под влиянием кондуктивного теплового потока, идущего снизу, из более глубоких геосфер, степень инверсии плотности, входящая в числитель упомянутого числа Рэлея (R), увеличивается. В то же время вязкость тектоносферы, входящая в знаменатель этого критерия, уменьшается. Эти два обстоятельства способствуют увеличению числа Рэлея и возникновению конвекции в тектоносфере. Но из-за этого изменяется структура теплового потока – к его кондуктивной компоненте добавляется конвективная составляющая. Это способствует более быстрому выносу тепла, относительному охлаждению тектоносферы, уменьшению числа Рэлея и прекращению конвекции. Затем тектоносфера снова нагревается, и процесс повторяется. Авторы работы [18] весьма уместно приводят аналогию с крышкой кипящего чайника, которая периодически приподнимается и выпускает излишний пар. Такую цикличность можно увязать с циклами Штилле (ГЦ-3).

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ЦИКЛЫ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ ЧЕТВЕРТОГО РАНГА

Геодинамические циклы 4-го ранга (ГЦ-4). Такими циклами являются отдельные фазы складчатых и надвиговых деформаций в совокупности с более “спокойными” промежутками между ними. Эта цикличность отражает непрерывно-прерывистое развитие деформаций, на которое уже давно обращал внимание один из авторов данной статьи – В.Е. Хаин.

Геодинамическая система 4-го ранга (ГС-4). Геодинамическая конвективная система 4-го ранга (ГС-4) представляет собой термофлюидную конвекцию в осадочных толщах подвижных поясов. К термофлюидной конвекции приводит цепь последовательных событий: избыточное обводнение толщи еще на этапе ее накопления; проникновение в нее теплового импульса из мантии,

вызывающее в ней региональный метаморфизм в ее нижней части; увеличение объема и инверсия плотности в толще. Подробности содержатся в монографии другого автора статьи [11], где изложен комплексный подход к складкообразованию с использованием данных структурной геологии, тектонофизики, геотектоники, морской геофизики, нефтяной геологии, гидрогеологии, литологии, петрологии и конвективной гидродинамики. Термофлюидная конвекция, приводящая к складкообразованию, воспроизведена экспериментально [11, 27].

Главное следствие термофлюидной конвекции – возникновение в слоистой осадочной толще системы сопряженных антиклинорий и синклинорий, осложненных складчатостью общего смятия.

Связь геодинамических циклов 4-го ранга (ГЦ-4) с геодинамической системой 4-го ранга (ГС-4). Как и для геодинамических систем других рангов, возникновение инверсии плотности и термофлюидная конвекция в осадочной толще также представляют собой периодически повторяющиеся явления, поскольку складкообразование сопровождается формированием кливажа, трещин и разрывов, резко увеличивающих проницаемость толщи; последнее способствует ее относительному обезвоживанию, ликвидации инверсии плотности и временному прекращению конвекции [11]. Такую цикличность можно увязать с упомянутыми фазами складчатости (ГЦ-4).

ЭВОЛЮЦИЯ ИЕРАРХИЧЕСКОЙ КОНВЕКТИВНОЙ ГЕОДИНАМИКИ В ИСТОРИИ ЗЕМЛИ

Конвектирующие геосферы. Как показано выше, для мезозоя–кайнозоя, т.е. для начавшегося после распада последней, вегенеровской, Пангеи (Пангеи-3) последнего цикла Вилсона, характерны три иерархически соподчиненные геосферы: 1) вся мантия (с корой); 2) верхняя мантия (с корой); 3) тектоносфера. В этих геосферах функционируют соответствующие иерархически соподчиненные геодинамические системы ГС-1 ГС-2 и ГС-3 со столь же соподчиненной цикличностью ГЦ-1, ГЦ-2 и ГЦ-3. И возникает вопрос – все ли эти геосферы существовали, а если да, то функционировали ли в них названные геодинамические системы на разных этапах истории Земли? При этом следует иметь в виду, что размеры возникающих при конвекции структур должны быть соразмерны с мощностью соответствующей конвектирующей геосферы. Другими словами, нельзя ожидать, что, например, ГС-1, функционирующая во всей мантии, имеющей вместе с корой

мощность около 3000 км, может породить структуры значительно меньших размеров.

Уже на самом раннем этапе ее развития началось расслоение Земли на оболочки – ядро, мантию, кору и, вероятно, гидросферу и атмосферу. Мантия подвергалась частичному расплавлению под влиянием сопровождавшего аккрецию интенсивного разогрева, с образованием так называемого “магматического океана”. В процессе дифференциации вещества из этого “океана” выделилась первичная кора, а подкоровая часть мантии стала “протоастеносферой”. В этих “океане” и “протоастеносфере” происходили самые ранние конвективно-адвективные процессы.

Ранне- и среднеархейский этап. Формирование протоконтинентальной коры (4–3 млрд. лет). Этот этап документирован породами соответствующего возраста, обнаруженными хотя и в отдельных небольших участках, но практически на всех континентах и на всех древних кратонах, в частности, на Балтийском, Украинском и Алданском щитах. Породы этого возраста, относимые к нижнему и среднему архею, представлены в основном гранито-гнейсами тоналитового состава, нередко именуемыми просто “серыми гнейсами” и отличающимися преобладанием в составе щелочей натрия над калием. Однако встречены и основные породы данного возраста и даже осадочные, образовавшиеся в водной среде, – таковы ставшие знаменитыми породы серии Исуа в Юго-Западной Гренландии с возрастом 3.8 млрд. лет.

Происхождение тоналитовых гранито-гнейсов, представляющих кору, уже близкую, хотя и не тождественную современной континентальной, – еще не решенная проблема. Предложены три версии развития этого процесса. Первая из них допускает плавление низов линзы утолщенной базальтовой коры, образованной, скорее всего, за счет действия мантийного плюма; это гипотеза так называемой “сагдукции”. По второй гипотезе плавлению подвергалась нижняя часть нагретого вследствие ее еще высокой плавучести и встречного смещения со стороны либо осей спрединга, либо плюмов; это гипотеза обдукции. И, наконец, сторонники раннего проявления тектоники плит предполагают образование тоналит-гранодиоритовой (ТГГ) ассоциации в процессе субдукции, но с непосредственным плавлением субдуцирующей коры, а не мантийного клина над ней, как это в основном происходило позднее. Эта последняя версия пользуется наибольшей популярностью.

Остается неясным, на какую площадь распространилось образование серогнейсового протосиала и привело ли оно к возникновению сплошного слоя. Редкая встречаемость цирконов с возрас-

том более 3.5 млрд. лет в более молодых обломочных породах позволяет сделать вывод, что, скорее всего, протоконтинентальная кора в начале архея выступала над поверхностью мелководного протоокеана отдельными островами. Но эти острова, как мы увидим ниже, вполне могли послужить ядрами будущих материков.

Таким образом, на данном этапе своего развития Земля заведомо обогатилась еще двумя оболочками – протоконтинентальной корой и гидросферой. Приповерхностный расплавленный слой заместился лишь частично подплавленной астеносферой, которая начиналась непосредственно под тонкой и еще пластичной корой.

Мелкоячейстая и неупорядоченная конвекция была ограничена геосферой астеносфера+кора (тогдашняя тектоносфера). Земное ядро возникло уже в период аккреции Земли и было расплавлено уже в эпоху 3.5 млрд. лет, о чем свидетельствует остаточная намагниченность пород этого времени. Вероятно, от поверхности ядра до подошвы тектоносферы тепло поступало только кондуктивным путем, т.е. подастеносферная мантия была инертна в геодинамическом аспекте. Об этом свидетельствуют и небольшие размеры возникших структур, в частности, зеленокаменных поясов. Таким образом, конвекция функционировала только в тектоносфере и может быть в рамках применяемой здесь терминологии квалифицирована как геодинамическая система 3-го ранга (ГС-3).

Позднеархейский этап. Возникновение собственно континентальной коры и становление первой Пангеи (3–2.5 млрд. лет). На этом этапе еще более широкое, чем в среднем архее, развитие получили зеленокаменные пояса. В течение архея сменилось несколько генераций подобных поясов, которые закладывались, по крайней мере, в среднем архее, предпочтительно на утоненной протоконтинентальной коре. Последняя испытывала при этом дальнейшее утонение (пластичный рифтинг) и насыщалась основными и ультраосновными магматитами, что способствовало ее утяжелению и погружению. Появление в позднем архее известково-щелочных вулканитов и гранитов свидетельствует о начале субдукции этой субокеанской коры под протоконтинентальную и островодужную. Зеленокаменные пояса последовательно причленились к ядрам протоконтинентальной коры, которая на значительных площадях подверглась переплавлению с образованием уже калиевых гранитоидов. В конечном счете этот процесс привел к созданию обширных гранит-зеленокаменных областей с настоящей континентальной корой, которые составили основу фундамента будущих древних платформ – кратонов. Судя по тому, что низы этой коры испытывали метаморфизм гранулитовой

фации, требующий не только высоких температур, но и высоких давлений, мощность коры достигла уже нормальных для современной континентальной коры значений – 30–35 км. Значительной мощности (как показывают, в частности, данные по Южной Африке) достигла и литосфера (>200 км). По некоторым подсчетам, площадь, занимаемая архейской корой, составляет не менее 70% от общей площади современной континентальной коры. Существуют основания считать, что к концу архея эта кора сформировала в экваториальной области уже единый и крупный континентальный массив – *суперконтинент Пангею* (Пангею-0, или Моногею, упомянутую выше). На это указывает отсутствие унаследованности между архейскими и раннепротерозойскими подвижными поясами, вторичность и дискордантность по отношению к их внутренней структуре разломных ограничений гранит-зеленокаменных областей, а также наложенный характер последних и то обстоятельство, что в их основании обнаруживается все больше переработанной архейской коры. Но если существовала эпиархейская Пангея, то должен был существовать и ее антипод – *мировой океан Панталасса* с базальтовой корой океанского типа. Эпиархейская Панталасса была, очевидно, менее глубокой, чем современный Мировой океан, но не за счет меньшего, чем в настоящее время, перепада отметок (так как континентальная кора уже достигла близких к современным значений, и, следовательно, контраст между ней и океанской корой был примерно такой же), а за счет меньшего объема воды. Впрочем, интенсивность флюидного потока из мантии, в том числе темп выделения воды в архее, должна была еще оставаться весьма высокой.

Главным итогом развития Земли в архее было становление зрелой континентальной коры с ее разделением на верхнюю и нижнюю разного состава, степени метаморфизма и разных реологических свойств.

Конвекция в мантии, судя по расположению зеленокаменных поясов, их отношению к серогнейсовым ядрам и последовательности развития, приняла более упорядоченную форму по сравнению с предыдущими этапами, когда она была скорее хаотической. Конвекция по-прежнему была ограничена тектоносферой. Серогнейсовые “острова” представляли собой тепловые экраны, поэтому максимум теплового потока был сосредоточен у их окраин. Как было показано выше, в зонах повышенного теплового потока на активных окраинах континентов возникают мантийные диапиры. Их восходящий поток на поверхности трансформируется в горизонтальный поток в сторону океанов, а последний компенсируется наклонным нисходящим потоком противоположно-

го направления, формируя глубоководный желоб наверху и зону субдукции внизу. Нечто подобное могло происходить на окраинах серогнейсовых "островов". Мантийный диапир поставлял магму основного состава, а в "зеленокаменный" прогиб поступал также обломочный материал с "островов"; восходящий поток диапира обусловил выплавление гранитов. В конечном счете этот участок причленялся к серогнейсовому "острову". Затем процесс повторялся, с причленением нового зеленокаменного пояса.

Таким образом, в это время, как и в раннем-среднем архее, господствовала лишь геодинамическая система 3-го ранга (ГС-3) в единственной активной геосфере – тектоносфере. Подастеносферная мантия продолжала оставаться инертной в геодинамическом аспекте, "поставляя" наверх, посредством кондуктивной теплопроводности, тепло от "горячего ядра" и от своих внутренних радиоактивных источников. Этот подогрев снизу и вызывал конвекцию в тектоносфере. Длительность существования отдельных зеленокаменных поясов значительно сократилась по сравнению со средним археем и составляла первые десятки миллионов лет. Это дает основание говорить о циклах того же ранга (ГЦ-3) – циклах Штилле.

Раннепротерозойский этап. Распад первой Пангеи, обособление платформ и подвижных поясов. Дальнейшее разрастание континентальной коры (2.5–1.7 млрд. лет). К концу архея вследствие снижения теплового потока и охлаждения кора, по крайней мере в своей верхней части, стала достаточно жесткой и хрупкой для образования устойчивой сети трещин и разломов. Об этом наиболее наглядно свидетельствуют рои даек основных магматитов, известные на ряде щитов древних платформ; крупнейшая из них – Великая дайка Зимбабве в Южной Африке. Дробление привело в середине раннего протерозоя, между 2.2 и 1.9 млрд. лет назад, к распаду эпнархейской Пангеи на большое число отдельных блоков, которые затем сохраняли устойчивое положение с поверхностью, близкой к уровню океана, о чем свидетельствует накопление осадочного чехла из мелководно-морских или континентальных отложений в пределах плоских впадин – протосинеклиз. Среди осадочного чехла протоплатформ встречаются покровы платобазальтов и реже более кислых вулканитов. Этот чехол обычно обнаруживает некоторый метаморфизм, близ разломов и интрузий он может достигать амфиболитовой фации. В него местами внедрены гранито-гнейсовые купола, образованные за счет ремобилизации архейского кристаллического фундамента. Известны также расслоенные интрузии от ультраосновного и основного состава до кислого; некоторые из них достигают очень крупных раз-

меров – Бушвелд в Южной Африке, Стиллуотер в Восточных Скалистых горах Северной Америки. Дислокации протоплатформенного чехла выражены пологими складками и сбросами.

Развиваются на протоплатформах и собственно рифтогенные структуры – протоавлакогены, первое появление которых было намечено еще в позднем архее (в Южной Африке). Они содержат такие же типы осадков, что и плоские протосинеклизы, но повышенной мощности и часто в сочетании с покровами и силлами основных и ультраосновных магматитов. Такие протоавлакогены известны на Балтийском щите – Печенгский и Имандра-Варзугский на Кольском полуострове, а также на Канадском щите.

Между протоплатформенными блоками, имевшими полигональные, определенные разломами очертания, пролегали подвижные пояса, образованные за счет раздвига коры протоплатформ. В одних из них возникли оси спрединга, что доказывается присутствием офиолитов, в других рифтогенез ограничился утонением и переработкой континентальной коры и ее превращением в субокеанскую. Оба эти типа подвижных поясов, образованные в обстановке растяжения, становились зонами накопления мощных осадков и вулканитов, испытывая в дальнейшем интенсивное сжатие, складчато-надвиговые деформации с вергентностью в сторону протоплатформ, гранитизацию и региональный метаморфизм и превращаясь в складчатые системы. Их ранее именовали протогеосинклиналями.

Раннепротерозойские подвижные пояса обладали шириной в сотни, длиной во многие сотни и иногда более 1000 км. В большинстве из них, подобно более молодым аналогам, уже можно различать внешние зоны с осадками шельфового (кварциты, доломиты, джеспилиты) или склонового (аргиллиты, граувакки, флиш) характера и внутренние, где получают широкое распространение толеитовые базальты наряду с относительно глубоководными осадками. Заключительные деформации и поднятия охватывали в первую очередь внутренние зоны, а во внешних за счет их размыва отлагались молассы. Все сказанное наиболее типично представлено в подвижных системах Канадского щита (Уопмей, Трансгудзонская, Лабрадорская, Пенокийская), а в других преобладают условия либо внутренних (Свекофеннская на Балтийском щите), либо внешних (Курско-Криворожская) зон.

Особый тип подвижных поясов, появившийся в конце архея, но начавший играть существенную роль в строении земной коры в раннем протерозое, представляют собой гранулитовые пояса, ха-

рактизирующиеся особенно интенсивным сжатием на заключительной стадии развития и глубоким метаморфизмом слагающих их пород, достигающим гранулитовой ступени.

Развитие подавляющего числа раннепротерозойских подвижных поясов, за очень редким исключением, завершилось в конце рассматриваемого этапа, что привело к сращиванию ранее разделенных ими континентальных блоков, их наращиванию новообразованной континентальной корой и тем самым к восстановлению единства Пангеи (Пангеи-1), вероятно, превосходившей по площади первую, эпипархейскую, Пангею-0.

Поскольку раннепротерозойские протоплатформы с обрамляющими их полосами океанской или субокеанской коры имели, как правило, в поперечнике не более 1000 км, а оси спрединга и рифтинга образовывали более густую сеть и обладали более значительной суммарной длиной, чем в позднем докембрии и фанерозое, раннепротерозойская тектоника вполне заслуживает названия “тектоника малых плит”, данного ей канадским геологом А.М. Гудвином.

Полигональная структура протоплатформенных блоков и разделяющих их подвижных поясов свидетельствует о том, что причиной ее формирования была ячеистая конвекция Рэлея–Бенара. Поскольку, как упоминалось выше, протоплатформы, вместе с обрамляющими их полосами океанской или субокеанской коры, имели в поперечнике не более 1000 км, то можно оценить мощность конвектирующего слоя по формулам, выведенным еще Дж.У. Рэлеем (см., например, в [10, с. 78–79]). В соответствии с этими формулами, отношение диаметра ячеек к мощности конвектирующего слоя составляет примерно 2.3; следовательно, эта мощность не превосходила 435 км. Такая конвекция “истожила” конвектирующий слой, который в результате образовал верхнюю мантию конца раннего протерозоя (с указанной мощностью), геохимически отличную от еще “первозданной” нижней мантии. Не исключено, что именно к концу рассматриваемого этапа возникла граница в верхней мантии, соответствующая нынешней границе 410 км.

Двухъярусная конвекция Рэлея–Бенара хорошо объясняет формирование гранулитовых поясов по периметру полигональных блоков протоплатформ, в частности, повышенный метаморфизм как следствие повышенного теплового потока вдоль этого периметра, когда сами блоки экранируют тепло. Для гранулитовых поясов характерно отсутствие мощных молассовых отложений по их периферии, а также “корней” (прогибов поверхности Мохо). Эти два обстоятельства свидетельствуют о незначительности орогенного поднятия на заключительном этапе их формиро-

вания, а тем самым и об отсутствии существенной коллизии разделяемых ими гранит-зеленокаменных протоплатформенных блоков. Осложняющие же их интенсивная складчатость и другие деформации, наряду с глубоким метаморфизмом первичного протолита, как показал Л.Л. Перчук [30], могут быть следствием конвективного перераспределения материала внутри тектоносферы. Свои выводы он подкрепил многосторонним тестированием (структурно-геологическим, литолого-геохимическим, геохронологическим, петрологическим, термодинамическим, флюидным, численным и геофизическим) на примере Лапландского пояса Балтийского щита и пояса Лимпопо Южной Африки.

Таким образом, конвекция Рэлея–Бенара, которая функционировала в раннем протерозое в верхней мантии и обусловила расчленение литосферы на полигональные протоплатформенные блоки, может быть квалифицирована, в рамках применяемой здесь терминологии, как геодинамическая система 2-го ранга (ГС-2). А локальное (по границам этих блоков) конвективное перераспределение материала при формировании гранулитовых поясов в тектоносфере – это геодинамическая система 3-го ранга (ГС-3).

Однако такая конвекция в ГС-2 предполагает *фиксированное* положение полигональных ячеек и их центров относительно нижней мантии. Поэтому с ее помощью нельзя объяснить формирование “малых” океанов и их последующее закрытие, о чем говорилось выше. Следовательно, необходимо признать, что протоплатформенные блоки на некоторое время разобшались, т.е. целостность суперконтинента Пангея-0 была нарушена, а затем снова восстановлена. Вероятно, в это время уже начала функционировать конвекция в нижней мантии – геодинамическая система 1-го ранга (ГС-1). Новый суперконтинент Пангея-1 (Мегагея Штилле), возникший к концу раннего протерозоя, знаменовал собой завершение первого цикла Вилсона.

Поскольку ширина раннепротерозойских “малых океанов”, вероятно, не превышала 1000 км, то можно предполагать, что протоплатформенные блоки при *распаде* позднеархейской Пангеи-0 разошлись на небольшое расстояние. Поэтому новый суперконтинент – Пангея-1, скорее всего, наследовал свое экваториальное местоположение от Пангеи-0, чем говорилось выше.

Среднепротерозойский этап. Частичный распад и восстановление единства второй Пангеи (1.7–1 млрд. лет). Характер развития земной коры на данном этапе остается не вполне ясным вследствие ограниченной распространенности отложений нижнего и среднего рифея. Это особенно касается нижнего рифея и позволяет предполагать,

что в раннем рифее образованная в конце ранне-го протерозоя Пангея-1 в основном сохраняла свою сплошность, подвергаясь лишь некоторому раскалыванию с образованием континентальных рифтов, в дальнейшем превращавшихся либо в интракратонные внутриплитные складчатые системы, либо в авлакогены.

Пангея в раннем рифее подвергалась значительному разогреву вследствие накопления тепла под ее мощной корой. Это привело к широкому проявлению кислого субаэрального вулканизма и становлению столь характерных для этого времени крупных стратиформных плутонов габбро-анортозитов и гранитов-рапакиви. При этом особую роль мог играть андерплейтинг базальтовой магмы в основании коры.

В среднем рифее деструкция Пангеи заметно прогрессировала, о чем свидетельствует появление офиолитов, но к концу этой эры большая часть подвижных систем завершила свое развитие, снова спаяв обособившиеся части Пангеи в единый суперконтинент, ныне широко известный под названием Родиния (см. рис. 4).

Скудость сведений об этом этапе дает лишь основание предполагать, в самых общих чертах, вялое функционирование в это время геодинамических систем 1-го и 2-го рангов (ГС-1 и ГС-2).

Не позднее конца раннего протерозоя начался рост внутреннего ядра Земли. Возможно, его периодический эксцентриситет [1] обусловил циклы сначала южного, а затем северного дрейфа континентов, т.е. функционирование геодинамической системы 0-го ранга (ГС-0). Эти циклы, как говорилось выше (см. рис. 6), намечаются после распада Пангеи-2 (Родинии). Были ли такие циклы в более ранние эпохи, пока неясно.

Неогейский мегаэтап. Деструкция Пангеи-2, формирование и распад Пангеи-3 (1–0 млрд. лет). В позднем рифее, особенно во второй его половине, деструкция Родинии приводит к полной ее дезинтеграции с обособлением древних платформ – кратонов, ядер современных материков, и заложением широких подвижных поясов на начальной стадии палеоокеанов, которые затем эволюционируют в течение фанерозоя. Это такие океаны, как Япетус, прото-, а затем палео-Тетис, палео-Азиатский и палео-Арктический океаны. Из них только Япетус закончил свое развитие уже к концу девона, что привело к объединению Северной Америки (Лаврентии) и Восточной Европы (Балтики) в Лавруссию, остальные продолжали развиваться в среднем и позднем палеозое.

Вместе с тем на этом этапе проявилось определенное различие в эволюции северной и южной частей Пангеи. В то время как в северной части деструктивные тенденции господствовали почти

на протяжении всего палеозоя (в Япетусе до позднего ордовика), в ее южной части уже к началу палеозоя они сменились обратными тенденциями замыкания существовавших здесь узких рифейских подвижных систем, в результате чего возник объединивший южную группу материков мегаконтинент Гондвана.

Таким образом, с распадом Пангеи-2 (Родинии) начался тот этап тектонического развития Земли, который был выше охарактеризован проявлением цикличности четырех рангов (ГЦ-0, ГЦ-1 Вилсона, ГЦ-2 Бертрана и ГЦ-3 Штилле) и интерференции геодинамических систем соответствующих рангов (ГС-0, ГС-1, ГС-2 и ГС-3).

Основные черты геодинамической эволюции в истории Земли. Таким образом, с течением времени происходит постепенное вовлечение в конвекцию все более глубоких геосфер. Этот процесс сопровождается все более интенсивным рециклингом коровых химических элементов, отражающимся в лавинообразном увеличении масштаба щелочного магматизма [21], начиная с рубежа архей–протерозой, а в особенности с начала фанерозоя, достигнув рекордного значения в эоцене. На фоне этой направленности наблюдается цикличность (отдельные пики), сопоставимая с геодинамическими циклами 2-го ранга (ГЦ-2, циклами Бертрана), о чем говорилось выше. Имеется связь и с геодинамическими циклами 1-го ранга (ГЦ-1, циклами Вилсона), которая выражается в том, что при распаде суперконтинентов господствует общемантийная конвекция в геодинамической системе 1-го ранга (ГС-1), с погружением слэбов до границы ядро-мантия, в слой D", с возвращением рециклированного корового материала обратно в кору посредством плюмового магматизма. При *созидании* же суперконтинентов общемантийная конвекция в ГС-1 ослабевает, зато в верхнемантийной конвекции (геодинамическая система 2-го ранга, ГС-2) начинает существенную роль играть субдукция, "поставляющая" слэбы на подошву верхней мантии, откуда и происходит подъем щелочных плюмов, обогащенных коровыми химическими элементами.

В *архее* конвекция охватывает только тектоносферу и поэтому может быть квалифицирована как геодинамическая система 3-го ранга (ГС-3). Вся остальная мантия остается инертной в геодинамическом аспекте и лишь "пропускает" кондуктивное тепло, исходящее от "горячего" ядра или радиоактивных источников в самой мантии. Это тепло осуществляет подогрев тектоносферы снизу и возбуждает в ней "циклическую" конвекцию, о которой говорилось выше. В позднем архее период существования зеленокаменных поясов составляет первые десятки миллионов лет и может быть сопоставлен с геодинамическими циклами

3-го же ранга (ГЦ-3, циклами Штилле). Напомним, что Н.Л. Добрецов [17] назвал периодичность геологических явлений через примерно 30 млн. лет “главной геологической периодичностью”.

В раннем протерозое в конвекцию вовлекается вся верхняя мантия, т.е. можно говорить о “подключении” геодинамической системы 2-го ранга (ГС-2). Нижняя мантия в основном остается “передатчиком” кондуктивного тепла от ядра или внутренних радиоактивных источников в самой мантии. Однако некоторая конвекция (ГС-1) в ней все же происходит, вызывая незначительный распад Пангеи-0. Эта тенденция сохраняется и в среднем протерозое (еще менее значительный распад Пангеи-1). Зарождение общемантийной конвекции (ГС-1) косвенно подтверждается появлением щелочных магматитов, начиная с рубежа архей–протерозой [21].

В неогее конвекция в нижней мантии (ГС-1) становится полномасштабной и приводит к значительному распаду сначала Пангеи-2 (Родинии), а затем и Пангеи-3 Вегенера.

Конвекция в нижней мантии не приводит к ее полному деплетированию по двум возможным причинам: 1) центральные части конвективных ячеек испытывают только вращение, без поступательного перемещения к кровле нижней мантии; 2) в конвекцию вовлекается не вся нижняя мантия, а только та ее часть, которую Ю.М. Пущаровский [32] предлагает именовать “средней мантией”. В обоих случаях в мантии сохраняются “первозданности”, недеплетированные области, в которых, возможно, именно из-за этой “первозданности”, и зарождаются плюмы с характерной геохимической спецификой.

Не исключено, что в связи с постепенным остыванием Земли “эндотермическая” (обусловленная отрицательным наклоном кривой Клапейрона) фазовая граница – кровля нижней мантии – постепенно опускается вниз, увеличивая мощность верхней мантии и соответственно уменьшая мощность нижней мантии. Одновременно с этим продолжается рост ядра также за счет нижней мантии. Такое уменьшение мощности нижней мантии одновременно с уменьшением теплового потока через нее (оба фактора входят в числитель критерия Рэлея) в конце концов приведет к тому, что число Рэлея понизится ниже критического значения, и конвекция в нижней мантии прекратится.

Другими словами, перестанет функционировать геодинамическая система 1-го ранга (ГС-1) – главный фактор распада суперконтинентов. Умень-

шение теплового потока приведет и к деградации двух других геодинамических систем – ГС-2 и ГС-3.

Геодинамическая система 0-го ранга (ГС-0), обусловленная действием ротационного фактора, вероятно, также испытает деградацию в связи с уменьшением теплового потока и соответственным увеличением вязкости мантии, препятствующим западному и меридиональному дрейфу континентов, а также в связи с замедлением вращения Земли вокруг ее оси.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведено детальное сопоставление высказанных ранее идей об иерархической геодинамической цикличности [42] и геодинамике иерархически соподчиненных геосфер [13]. Геодинамическому циклу 1-го ранга (ГЦ-1 циклу Вилсона) отвечает конвективная геодинамическая система также 1-го ранга (ГС-1), функционирующая во всей мантии (с корой) подо всей поверхностью Земли. ГЦ-2 (циклу Бертрана) соответствует ГС-2, охватывающая верхнюю мантию (с корой) только под океанами. ГЦ-3 (цикл Штилле) находится в соответствии с ГС-3, функционирующей в тектоносфере в зонах повышенного теплового потока (зонах спрединга, субдукции и коллизии). ГЦ-4 (фазовому циклу усиления и ослабления складчатых и надвиговых деформаций) соответствует ГС-4, охватывающая осадочный чехол подвижных поясов. К этой иерархии, обусловленной действием “внутреннего” эндогенного фактора, в первую очередь, теплового потока от земного ядра и внутренних радиоактивных источников в мантии, добавляется геодинамическая система нулевого ранга (ГС-0), охватывающая всю Землю, обусловленная действием “внешнего” ротационного фактора, в первую очередь, приливного воздействия Луны, и представляющая собой интерференцию постоянного западного и меридионального (попеременно южного и северного) дрейфа континентов в рамках геодинамического цикла также нулевого ранга (ГЦ-0) с продолжительностью вдвое большей, чем цикл Вилсона (ГЦ-1). Предпринята попытка связать цикличность разного ранга с периодическим возбуждением и затуханием конвекции в геосфере соответствующего ранга (грубая аналогия – периодическое подпрыгивание крышки кипящего чайника).

Отношение мощности геосфер, в которых функционируют геодинамические системы разного ранга, к длительности геодинамических циклов соответствующего ранга является величиной с весьма узким диапазоном значений – 0.45 ± 0.10 см/год – и поэтому может быть квалифицировано как *внеранговая “геодинамическая константа”* [15, 16]. Это отношение имеет размерность скорости. По-

этому его *формальный* физический смысл – это *усредненная по времени* скорость подъема малого элементарного объема геосферы от подошвы к кровле этой геосферы в течение геодинамического цикла. Эту скорость можно считать характерным значением скорости восходящего потока конвекции в любой из перечисленных геосфер. Ее физическая и геологическая реальность контролируются тем, что на ее основе получены реальные (с точностью до порядка) оценки характерной скорости дрейфа континентов и спрединга.

В истории Земли происходило постепенное “наращивание” книзу конвектирующих геосфер. В архее функционировала только ГС-3, охватывая лишь тектоносферу и создавая вокруг серогнейсовых “островов” зеленокаменные пояса с последовательной аккрецией этих поясов вплоть до формирования гранит-зеленокаменного континента Пангея-0. В раннем протерозое процесс распространился на всю верхнюю мантию с подключением ГС-2 в виде полигональной конвекции Рэля–Бенара, проявившейся “в чистом виде” в форме гранулитовых поясов по периметру полигонов, ограничивающих протоплатформенные блоки. Одновременно с этим началась ограниченная конвекция в нижней мантии (ГС-1), обусловившая некоторое раздвижение этих блоков с формированием “малых океанов” и их последующим закрытием с образованием Пангеи-1. Эта тенденция продолжилась в среднем протерозое, в конце которого сформировалась Пангея-2 (Родиния). После этого в неогее циклично-иерархическая геодинамика “заработала” полностью так, как описано выше.

Авторы выражают благодарность академику РАН Ю.М. Пуцаровскому и доктору геол.-мин. наук В.С. Буртману за высказанные замечания и пожелания, которые позволили улучшить содержание статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баркин Ю.В. Небесная механика ядра и мантии Земли: геодинамические и геофизические следствия // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. М.: ГЕОС, 2005. Т. 1. С. 30–33.
2. Белоусов В.В. Основы геотектоники. 2-е изд. М.: Недра, 1989. 382 с.
3. Бобряков А.П., Ревуженко А.Ф., Шемякин Е.И. Приливное деформирование планет: опыт экспериментального моделирования // Геотектоника. 1991. № 6. С. 21–35.
4. Божко Н.А. Геодинамическая инверсия в полярных системах северного и южного полушарий Земли // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 1992. № 1. С. 27–38.
5. Божко Н.А. Орогенические пояса докембрия: типизация и место в суперконтинентальных циклах // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. М.: ГЕОС, 2005. Т. 1. С. 60–65.
6. Бочарова Н.Ю., Шрейдер А.А. Закономерности распределения дифференциальных полюсов вращения литосферных плит // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 67. Вып. 6. С. 20–28.
7. Вегенер А. Происхождение континентов и океанов. Л.: Наука, 1984. 286 с.
8. Волобуев М.И., Гончаров М.А. Альтернативные мантийные источники СFB, OIB и MORB: геодинамическая модель // Научная конференция “Ломоносовские чтения – 2001”: Тезисы докладов. М.: Изд-во МГУ, 2001. С. 10–11.
9. Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В., Черкасов С.В. Геораздел 102–103° на востоке Азии: структурные и металлогенические признаки // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. М.: ГЕОС, 2005. Т. 1. С. 127–130.
10. Гончаров М.А. Инверсия плотности в земной коре и складкообразование. М.: Недра, 1979. 246 с.
11. Гончаров М.А. Механизм геосинклиального складкообразования. М.: Недра, 1988. 264 с.
12. Гончаров М.А. Компенсационная организация тектонического течения и структурные парагенезы // Геотектоника. 1993. № 4. С. 19–29.
13. Гончаров М.А. От тектоники литосферных плит – к геодинамике иерархически соподчиненных геосфер // Отечественная геология. 1999. № 3. С. 10–14.
14. Гончаров М.А. Западная и северная компоненты дрейфа континентов как результат вынужденной конвекции в мантии по “правилу буравчика” // Тектоника и геофизика литосферы. М.: ГЕОС, 2002. Т. 1. С. 128–131.
15. Гончаров М.А. Количественные соотношения геодинамических систем и геодинамических циклов разного ранга // Геотектоника. 2006. № 2. С. 3–23.
16. Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С. Введение в тектонофизику. М.: Книжный дом “Университет”, 2005. 496 с.
17. Добрецов Н.Л. Мантийные суперплюмы как причина главной геологической периодичности и глобальных перестроек // Докл. АН. 1997. Т. 357. № 6. С. 797–800.
18. Дубровский В.А., Сергеев В.Н. Законы сохранения и тектоника // Тектоника и геофизика литосферы. М.: ГЕОС, 2002. Т. 1. С. 181–185.
19. Закузенный В.И., Барышев А.С., Понушкова Т.Ф., Митрофанова О.М. Геодинамическая модель Сибирской платформы // Ускорение научно-технического прогресса при геофизических исследованиях в Восточной Сибири. Иркутск: ВостСибНИИГГиМС, 1989. С. 4–15.

20. *Кирдяшкин А.Г.* Тепловые гравитационные течения и теплообмен в астеносфере. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1989. 81 с.
21. *Когарко Л.Н., Хаин В.Е.* Щелочной магматизм в истории Земли: опыт геодинамической интерпретации // Докл. АН. 2001. Т. 377. № 5. С. 677–679.
22. *Константиновская Е.А.* Тектоника восточных окраин Азии: структурное развитие и геодинамическое моделирование. М.: Научный мир, 2003. 224 с.
23. *Леонов М.Г.* Геодинамические режимы Южного Тянь-Шаня в фанерозое // Геотектоника. 1996. № 3. С. 36–53.
24. *Леонов Ю.Г.* Континентальный рифтогенез: современные представления, проблемы и решения // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 155–173.
25. *Лобковский Л.И., Котелкин В.Д.* Двухъярусная термохимическая модель конвекции в мантии и ее геодинамические следствия // Проблемы глобальной геодинамики. М.: ГЕОС, 2000. С. 29–53.
26. *Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е.* Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М.: Научный мир, 2004. 612 с.
27. Методы моделирования в структурной геологии / В.В. Белоусов, А.В. Вихерт, М.А. Гончаров и др. М.: Недра, 1988. 222 с.
28. *Моссаковский А.А., Пуцаровский Ю.М., Руженцев С.В.* Крупнейшая структурная асимметрия Земли // Геотектоника. 1998. № 5. С. 3–18.
29. *Никишин А.М.* Суперконтинентальные циклы, эвстатические колебания уровня Мирового океана и геологическая история воды на Земле // Области активного тектоногенеза в современной и древней истории Земли. М.: ГЕОС, 2006. Т. 2. С. 67–71.
30. *Перчук Л.Л.* Гравитационное перераспределение пород в докембрийской континентальной коре: решение проблемы // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2004. № 5. С. 26–36.
31. *Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
32. *Пуцаровский Ю.М., Пуцаровский Д.Ю.* Геосферы мантии Земли // Геотектоника. 1999. № 1. С. 3–14.
33. Разломные зоны Центральной Атлантики / Ю.М. Пуцаровский, А.А. Пейве, Ю.Н. Разницын, Е.С. Базилевская. М.: ГЕОС, 1995. 164 с.
34. *Разницын Ю.Н.* Тектоническая расслоенность литосферы молодых океанов и палеобассейнов. М.: Наука, 2004. 270 с.
35. Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизийного горообразования (Центральная Азия) / В.И. Макаров и др. М.: Научный мир, 2005. 400 с.
36. *Сорохтин О.Г., Ушаков С.А.* Глобальная эволюция Земли. М.: МГУ, 1991. 446 с.
37. *Суворов А.И.* Тектоническая расслоенность и тектонические движения в континентальной литосфере // Геотектоника. 2000. № 6. С. 15–25.
38. *Трубицын В.П.* Этапы глобальной тектоники и тектоническая модель современной Земли (структура мантийных течений под континентами и океанами во всей мантии, восстановленная по данным глобальной сейсмофотографии) // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. М.: ГЕОС, 2005. Т. 1. С. 60–65.
39. *Трубицын В.П., Рыков В.В.* Мантийная конвекция с плавающими континентами // Проблемы глобальной геодинамики. М.: ГЕОС, 2000. С. 7–28.
40. *Тычков С.А.* Конвекция в мантии и динамика платформенных областей. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1984. 97 с.
41. *Тычков С.А., Василевский А.Н., Рычкова Е.В.* Эволюция плюма под континентальной литосферой с резкими вариациями толщины // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 8. С. 1182–1196.
42. *Хаин В.Е.* Крупномасштабная цикличность в тектонической истории Земли и ее возможные причины // Геотектоника. 2000. № 6. С. 3–14.
43. *Хаин В.Е.* Основные проблемы современной геологии. 2-е изд. М.: Научный мир, 2003. 348 с.
44. *Хаин В.Е., Балуховский А.Н.* Историческая геотектоника. Мезозой и кайнозой. М.: Недра, 1993. 451 с.
45. *Хаин В.Е., Божко Н.А.* Историческая геотектоника. Докембрий. М.: Недра, 1988. 382 с.
46. *Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. 2-е изд. М.: Книжный дом “Университет”, 2005. 560 с.
47. *Хаин В.Е., Сеславинский К.Б.* Историческая геотектоника. Палеозой. М.: Недра, 1991. 398 с.
48. *Bokermann G.H.R.* Convection-driven motion of the North America craton: Evidence from P-wave anisotropy // Geophys. J. Int. 2002. V. 148. P. 278–287.
49. *Bozhko N.A., Goncharov M.A.* Global balanced arrangement of the geodynamic polarity of Earth’s Southern and Northern hemispheres // L.P. Zonenshain Confer. On Plate Tectonics. Kiel (Germany) : GEOMAR, 1993. P. 43–44.
50. *Dalziel I.W.D.* Pacific margins of Laurentia and East Antarctica–Australia as a conjugate rift pair: Evidence and implications for an Eocambrian supercontinent // Geology. 1991. V. 19. P. 598–601.
51. *Hamilton W.B.* The closed upper-mantle circulation of plate tectonics // Plate Boundary Zones. Am. Geoph. Union. Geodynamics Series. 2002. Vol. 30. P. 359–410.
52. *King S.D., Ritsema J.* African hot spot volcanism: small-scale convection in the upper mantle beneath cratons // Science. 2000. V. 290. № 5494. P. 1137–1140.
53. *Pavoni M., Müller M.V.* Geotectonic bipolarity, evidence from the pattern of active oceanic ridges bordering the Pacific and African plates // Journal of Geodynamics. 2000. V. 30. № 5. P. 593–601.
54. *Piper J.D.A., Grant S.* A paleomagnetic test of the axial dipole assumption and implication for continental distribution through geological time // Phys. Earth Planet Inter. 1989. V. 55. P. 37–53.
55. *Scarrow J.H., Pease V., Fleutelot C., Dushin V.* The late Neoproterozoic Enganepe ophiolite, Polar Urals, Russia: An extension of the Cadomian arc? // Precambrian Research. 2001. № 110. P. 255–275.

56. *Seidler E., Jacoby W.R., Cavsak H.* Hotspot distribution, gravity, mantle tomography: evidence for plumes // *Journal of Geodynamics*. 1999. V. 27. № 4/5. P. 585–608.
57. *Silver P.G., Holt W.E.* The mantle flow field beneath Western North America // *Science*. 2002. V. 295. P. 1054–1057.
58. *Smith A.D., Lewis Ch.* Differential rotation of lithosphere and mantle and the driving forces of plate tectonics // *Journal of Geodynamics*. 1999. V. 28. № 2/3. P. 97–116.
59. *Trubitsyn V.P., Mooney W.D., Abbott D.H.* Cold cratonic roots and thermal blankets: How continents affect mantle convection // *International Geology Review*. 2003. V. 45. P. 479–496.
60. *Young G.M.* Late Proterozoic stratigraphy and the Canada–Australia connection // *Geology*. 1992. V. 20. P. 215–218.

Рецензенты: Ю.Г. Леонов, В.С. Буртман

Geodynamic Cycles and Geodynamic Systems of Various Ranks: Their Relationships and Evolution in the Earth's History

V. E. Khain^a and M. A. Goncharov^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, 119899 Russia*

e-mail: gonch@dynamo.geol.msu.ru

Abstract—The previously stated ideas of hierarchical geodynamic cyclicality [42] and geodynamics of hierarchically subordinate geospheres [13] are compared in detail. The convective geodynamic system of the first rank (GS-1) that functions throughout the mantle and crust beneath the entire surface of the Earth corresponds to the geodynamic cycle of the first rank (GC-1, or the Wilson cycle). The geodynamic system of the second rank (GS-2) that embraces the mantle and crust only beneath oceans corresponds to the geodynamic cycle of the second rank (GC-2, or the Bertrand cycle). The geodynamic system of the third rank (GS-3) functioning in the tectonosphere (asthenosphere + lithosphere) in zones of elevated heat flow (spreading, subduction, and collision zones) is brought into the line with the geodynamic cycle of the third rank (GC-3, or the Stille cycle). The geodynamic system of the fourth rank (GS-4) that embraces the sedimentary cover of mobile belts corresponds to the geodynamic cycle of the fourth rank (GC-4) (the phase cycle of increasing and decreasing intensity of folding and thrusting). This hierarchy controlled by internal endogenic factors, above all, by the heat flow from the Earth's core and internal sources within the mantle, is supplemented by the geodynamic system of the zeroth rank (GS-0) that embraces the entire Earth and that is controlled by external rotational factors, primarily, the tidal effect of the Moon. The GS-0 is characterized by interference of the permanent westward and meridional (southward and northward, alternately) continental drift in frames of the zeroth geodynamic cycle (GC-0) twice as long as the Wilson cycle (GC-1). An attempt is made to connect cyclicality of various ranks with periodic excitation and waning of convection in a geosphere of the respective rank. The convective geospheres progressively grew downward in the course of geologic history. Only the GS-3 functioned in the Archean, embracing tectonosphere and creating greenstone belts around the gray-gneiss islands with gradual accretion of these belts and the formation of the granite–greenstone continent (Pangea-0). In the Paleoproterozoic, the process spread over the entire upper mantle with switching Rayleigh–Benard polygonal convection expressed in pure form as granulite belts along the polygon perimeters that bounded the protoplatform blocks. The contemporaneous limited convection in the lower mantle (GS-1) led to some divergence of these blocks and formation of minor oceans and their subsequent closure, resulting in the formation of Pangea-1. This tendency developed further in the Mesoproterozoic and completed with the formation of Pangea-2 (Rodinia). Afterward, in the Neogene, the cyclic–hierarchical geodynamics started to work in full as described above.

УДК 551.242.25(265/266)

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ТИПЫ ГЛУБОКОВОДНЫХ ВПАДИН ТИХОГО ОКЕАНА

© 2006 г. Ю. М. Пуцаровский

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

Поступила в редакцию 23.01.2006 г.

Предлагаемая работа является продолжением цикла публикаций автора о тектонике, структурном развитии и механизме образования океанских глубоководных впадин. Тихоокеанские впадины в пределах Западного талассогена подразделяются на три тектонических типа: межгорные абиссальные впадины, межразломные и типа синеклизы. Для последней вводится термин талассосинеклиза. Первый тип распространен на западе Тихого океана; второй – охватывает пространство его северо-восточной области; третий – занимает большую площадь на юге Пацифики. Ведущим механизмом образования впадин первых двух типов является ступенчатое оседание дна океана. Образование талассосинеклизы вероятно связано с энергетическим воздействием Южно-Тихоокеанского плюма.

ВВЕДЕНИЕ

Некоторое время тому назад автор углубленно изучал строение и генезис глубоководных впадин Атлантического океана. Этому вопросу был посвящен ряд статей, из которых упомяну лишь обобщающую [16]. Но до этого были публикации, посвященные отдельным сторонам тектоники глубоководных впадин Тихого океана [12]. В настоящее время назрела необходимость рассмотреть данную тему более обстоятельно, чтобы можно было сопоставить соответствующие структуры и процессы их образования в обоих океанах.

Несмотря на то, что глубоководные впадины в Тихом океане занимают огромные пространства, они, как тектонические объекты, привлекают малое внимание. В особенности это относится к последним десятилетиям, то есть к периоду “золотого века” в геодинамике. Автор ставил перед собой задачу предложить первую специальную разработку данной темы и прежде всего охарактеризовать структурные и историко-геологические черты впадин и на этой основе дать тектоническую классификацию последних, а также, хотя бы в первом приближении, подойти к их геологической истории и механизмам образования.

Особенно существенное значение для предпринятого исследования имели материалы глубоководного бурения, Батиметрическая карта ГЕВКО [23], Гравиметрическая карта Мирового океана [24] и материалы океанских геолого-геофизических экспедиций.

Следует сразу же отметить, что распространенная идея о линейной зависимости глубины океанского дна Δh от возраста t океанской литосферной плиты, выражаемая формулой: $\Delta h \cong$

$\cong 0.35 \sqrt{t}$, где Δh – определяется в км, а t – дается в миллионах лет [3] в Тихом океане (а также в Атлантическом и Индийском) отнюдь не универсальна, хотя в пределах спрединговых хребтов она может оказаться пригодной.

Имеющиеся в литературе конкретные сведения о строении тихоокеанских впадин очень неравномерны. В отношении некоторых из них они незначительны, в других случаях – более обстоятельные. Поэтому не о каждой впадине говорится в тексте.

В 1972 г. автором в океанскую тектонику был введен термин “талассоген” [11]. Этим термином были обозначены области океанского дна, лежащие за пределами спрединговых поднятий Мировой рифтовой системы. Так, в Тихом океане выделяются Западный и Восточный талассогены. В данной работе рассматриваются впадины Западного талассогена, занимающего около 70% площади океана. Структурные неоднородности в его строении позволяют обособить в нем три сектора: Западный, Восточный и Южный. Тектоническим разделом двух первых секторов является система линейных хребтов, Императорского, Гавайского и Лайн, протягивающихся на тысячи км, а южнее ее горная группа Туамоту. Южный сектор обособляется несколькими субширотными поднятиями глубоководного дна.

Структура Западного сектора (рис. 1) представлена сочетанием разнообразных по форме и размерам абиссальных впадин и возвышающихся горных цепей и массивов. Всего насчитывается 16 впадин. Эта категория структур именуется нами как *межгорные абиссальные впадины*.

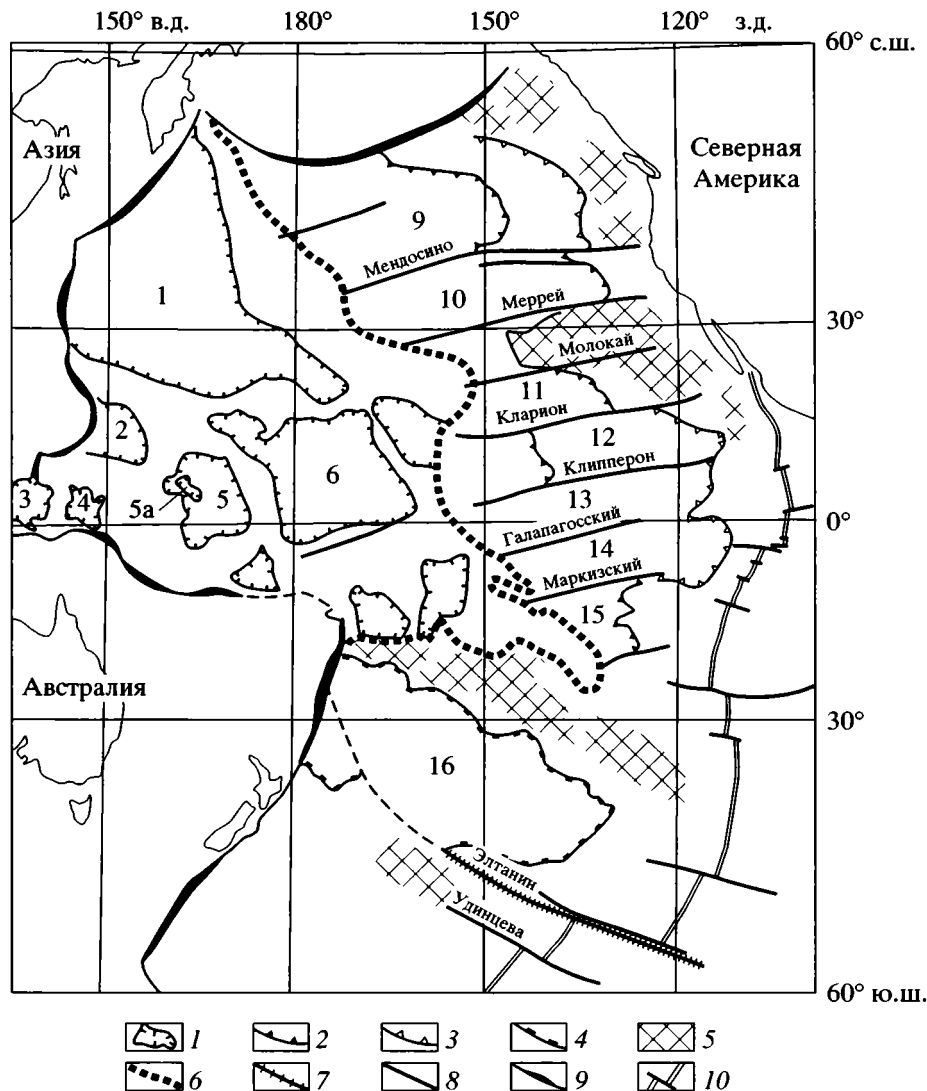


Рис. 1. Структурное положение глубоководных впадин в Западно-Тихоокеанском талассогене и их основные тектонические типа

1 – контуры межгорных абиссальных впадин; 2, 3 – контуры межразломных впадин: 2 – по изобате 5000 м; 3 – по изобате 4000 м; 4 – контуры талассосинеклизы; 5 – поднятия глубоководного дна; 6 – главный структурный геораздел; 7 – демаркационный разлом Элтанин; 8 – разломы; 9 – глубоководные желоба обрамления; 10 – осевая зона Восточно-Тихоокеанского и Южно-Тихоокеанского поднятий

Наименования впадин. Межгорные абиссальные впадины: 1 – Северо-Западная, 2 – Восточно-Марианская, 3 – Западно-Каролинская, 4 – Восточно-Каролинская, 5 – Меланезийская, 5а – Науру, 6 – Центральная, 7 – Самоа, 8 – Пенрин. Межразломные впадины: 9 – Северо-Восточная, 10 – Мендосино, 11 – Кларнион, 12 – Клиппертон, 13 – Галапагосская, 14 – Маркизская, 15 – Тики, 16 – талассосинеклиза

Структуру Восточного сектора профилирует феноменальная система тихоокеанских субширотных разломов-гигантов. Они разделяют дно на продольные блоки разной глубины, четко обособляющиеся на батиметрических и гравиметрических картах. По ним фиксируются горизонтальные смещения земной коры на сотни км, а в случае разлома Мендосино – более 1000 км. Ранее вся область распространения таких разломов рассматривалась как единая океанская впадина, од-

нако ее морфоструктурные черты позволяют выделить здесь обособленные впадины и поднятия. Для впадин предлагается термин *межразломные впадины*. Их насчитывается 6.

Южному сектору присуща лишь одна глубочайшая и крупная по размерам впадина, вытянутая в направлении ЮВ–СЗ. С запада она ограничивается краевым валом Тонга–Кермадек, протягивающимся вдоль желоба того же названия; ограничениями с севера являются глубоководные

поднятия, обособляющие сектор, а с юга соседствующее с Новой Зеландией поднятие континентальной коры – Новозеландское плато. В целом структура синклиналиеобразная и для нее предлагается термин *талассосинеклиза*.

Далее перейдем к краткой характеристике структур.

ХАРАКТЕРИСТИКА СТРУКТУР

Прежде чем перейти к описанию структур необходимо сделать одно предварительное замечание.

Речь идет о распространении по периферии Тихого океана особого типа морфоструктур океанского дна – краевых валов [18]. Они сопровождают глубоководные желоба с океанской стороны. Над ложем океана краевые валы возвышаются на сотни метров, при ширине ~100–300 км. Их склон, обращенный в сторону океанских структур, очень пологий; наклон склона к желобу значительно более крутой. Краевые валы местами несут подводные горы. В Северной и Северо-Западной Пацифике имеется 4 краевых вала: Алеутский, Зенкевича, Японский и Бонинский. Южнее простирается Марианский вал, а южнее экватора, в субширотном направлении протягивается цепочка меньших по размерам валов, прерывающаяся недалеко от о-вов Эллис. Наконец, выделяется краевой вал, окаймляющий значительную часть глубоководного желоба Тонга–Кермадек.

Именно краевые валы являются структурным обрамлением прилегающих океанских глубоководных впадин, почему они здесь и упоминаются. На рис. 1 краевые валы не показаны из-за его мелкомасштабности.

Группа межгорных абиссальных впадин

Данная группа впадин отличается от других по многим признакам, но прежде всего морфоструктурными чертами и особенностями состава выполнения. Приведем отдельные примеры таких впадин.

Северо-Западная впадина. Это наиболее крупная структура данной группы (рис. 2). Она имеет неправильную форму, занимая пространство между краевыми валами Зенкевича, Японским и Бонинским на западе, Императорским и Гавайским хребтами на востоке и горным комплексом Мид–Пацифик на юге. В средней части впадины по меридиану длина ее приближается к 3000 км, а ширина ~2200 км¹.

Внутреннее строение впадины неоднородно. В северной половине ее дно лежит на глубинах более 5000 м, в южной (по площади большая) – на глубинах свыше 6000 м. В срединной части простирается одно из самых значительных поднятий дна Тихого океана, обладающих утолщенной земной корой – поднятие Шатского. Его размеры 1200 × 300 км.

Мощность осадочного чехла во впадине составляет 200–400 м. Наиболее древние отложения, как показало изучение кернов глубоководных скважин, относятся к берриасу. В разрезе мезозоя местами имеются размывы, связанные, как считается, с деятельностью течений. Нередко в нем выделяются 2 комплекса: нижний – кремнисто-карбонатный, формировавшийся в условиях талассобатиали (берриас–готерив) и перекрывающий его кремнисто-глинистый, абиссальный (баррем–кампан) [19]. Разрез кайнозоя включает лишь позднекайнозойские (неоген–четвертичные) отложения, образовавшиеся в условиях абиссали. В северных и западных районах эти отложения представлены кремнисто-глинистым комплексом с пеплами, а в южных – эвпелагическими глинами с марганцевыми стяжениями.

Указанное пространственное распространение фациальных комплексов позднего кайнозоя подчеркивает межгорную природу впадины.

Тектоно-морфологические характеристики впадины следующие. Рельеф дна абиссальных равнин в целом выровненный, но местами осложнен крупными разломными трогами и вулканическими горами. Последние сконцентрированы в южной и юго-западной области. В большинстве это гайоты. Горы Исакова, Макарова, Сысоева относятся к числу крупных. Высота первых двух 4600 и 4160 м соответственно.

Поднятие Шатского поперечными разломами разбито на 3 блока, тектонически нарушенные. В рельефе разломы выражены уступами высотой иногда более 1 км. Оконтурируется оно по изобате 5000 м, а поверхность лежит на глубинах 3–4 км, хотя отдельные вершины имеют отметки менее 2 км. Целый ряд признаков [17] говорит о существовании поднятия еще в титонское время, до осадконакопления, притом оно находилось у поверхности бассейна. Мощность осадков на нем достигает 1 км. Соответственно, за последние ~150 млн. лет опускание дна произошло на 4–5 км.

В то же время окаймляющие впадину хребты Императорский и Мид–Пацифик значительно моложе. В первом случае время образования относится к концу мела – началу кайнозоя, а во втором – к баррему. Можно считать, что формирование впадины как межгорной структуры началось ~125–130 млн. лет назад.

¹ Здесь и ниже замеры сделаны на Физико-географическом глбусе, изданном National Geographic Society, USA.

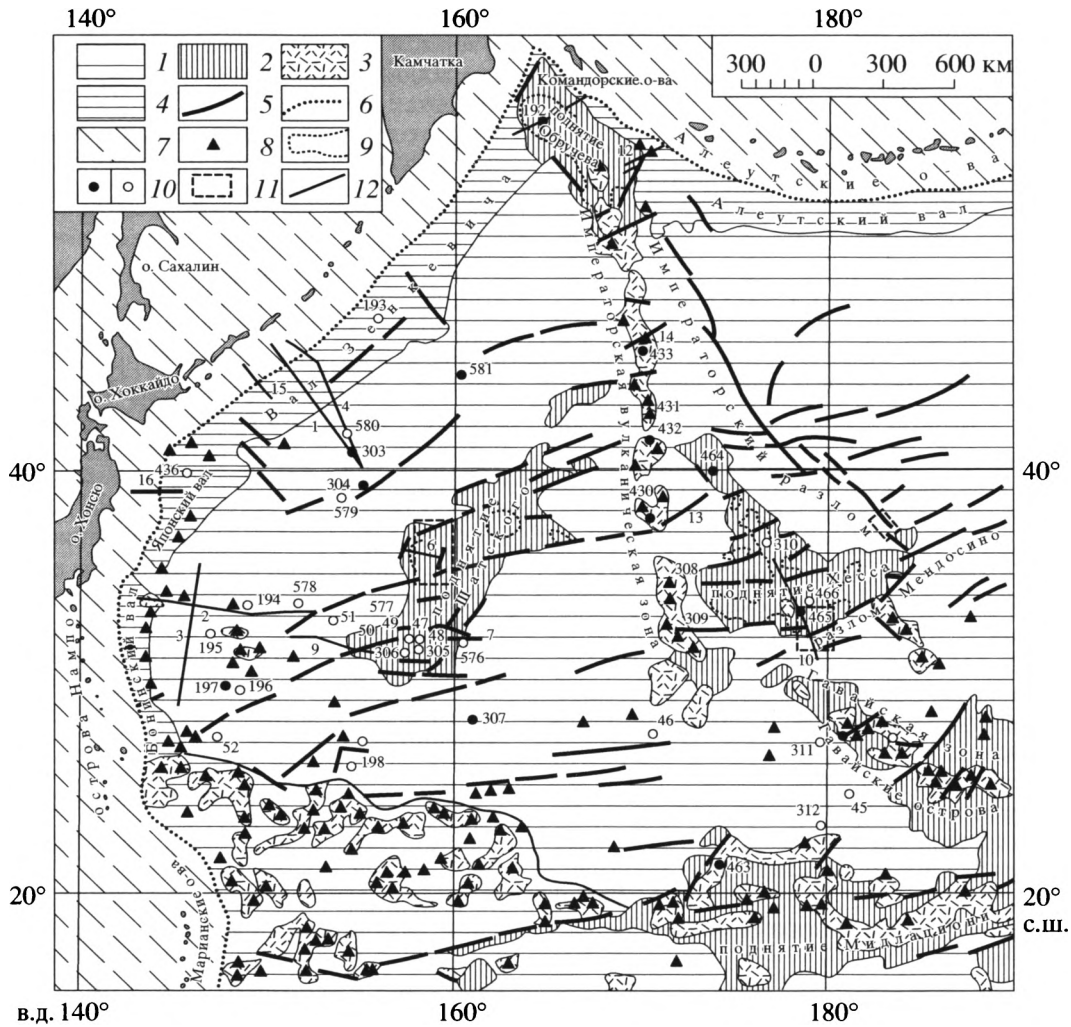


Рис. 2. Схема тектоники северо-запада Тихого океана, по [8]

1–4 – основные тектонические элементы: 1 – абиссальные плиты, 2 – поднятия с утолщенной корой, 3 – линейные вулканические зоны, 4 – окраинные океанические валы; 5 – крупные разломы; 6 – границы Тихоокеанского талассогена; 7 – структуры Азиатской континентальной окраины; 8 – вулканические подводные горы; 9 – сводовые части поднятий; 10 – скважины глубоководного бурения: а – дошедшие до базальтов II слоя, б – не дошедшие до базальтов II слоя; 11 – станции и полигоны 21-го и 23-го рейсов НИС “Дмитрий Менделеев”; 12 – расположение сейсмических разрывов

Северо-Западная впадина занимает окраинное положение в Западном секторе талассогена. Такую же структурную позицию занимают расположенные южнее Восточно-Марианская и Западно-Карибская впадины.

Восточно-Марианская впадина. С запада ее также ограничивает краевой вал – Марианский, а с востока – цепь Магеллановых гор. Горные сооружения обрамляют впадину также с севера и юга. С севера в субширотном направлении простирается мощная горная система Срединно-Тихоокеанских гор, а с юга линейное широтное Карибское поднятие. Размеры впадины ~1300 × 1400 км. Днище ее лежит на меньших глубинах, чем в Северо-Западной ~на 1 км. Все горные со-

оружения имеют тектоно-вулканическую природу, что отражается на фациальных особенностях разреза впадины.

Именно в описываемой структуре бурением вскрыты самые древние отложения в Тихом океане. Поверх среднеюрских базальтов залегает глинисто-яшмовый комплекс келловей–валанжина, в свою очередь перекрытый вулканическими турбидитами альба–сеномана. Вулканокластические породы вообще характерны для мезозойской части разреза впадины. И.В. Хворова пишет, что и стратиграфически более высокие отложения «в разной степени “заражены” мелкой вулканокластикой» ([19, с. 27]). Вулканогенные пачки – непреходящий атрибут океанских межгорных впадин.

Восточно-Марианскую впадину можно рассматривать и в более широком плане, продолжая ее вплоть до поднятия Маршалловых островов. В этом случае дугообразное поднятие Магеллановых гор становится ее внутренним структурным осложнением. Однако принятая здесь трактовка, учитывая Гравиметрическую карту Мирового океана [24], кажется предпочтительнее.

Западно-Каролинская впадина. К югу от упоминавшегося выше крупного Каролинского поднятия лежат 2 межгорных впадины: Западно-Каролинская и Восточно-Каролинская, разделенные меридиональным поднятием Эаурипик. С юга их окаймляет Новогвинейский краевой вал. Это небольшие впадины. Размер первой из них по меридиану и широте близкий, порядка 800–900 км. Глубина дна меньше, чем в Восточно-Марианской впадине, 4000–5500 м. Имеются подводные горы высотой 1.5–2 км. Указывается [18], что поверхность дна тектонически раздроблена. Глубоководным бурением вскрыт разрез до среднего олигоцена, ниже которого скважины вошли в базальты. С большой долей вероятности можно считать, что эти лавы не представляют фундамента впадины, а являются составной частью ее выполнения, что, кстати, характерно для межгорных впадин на континентах. Немного ниже мы еще вернемся к этой теме.

Восточно-Каролинская впадина. Ее северное и западное ограничения уже ясны из предыдущего. С востока она сопряжена с поднятием Онтонг-Джава, а с юга – с краевым валом, простирающимся параллельно Западно-Меланезийскому глубоководному желобу. По размерам она немного уступает Западно-Каролинской впадине. Тектоническая нарушенность дна здесь более интенсивная.

Пробуренная в восточной части впадины скважина (63) вскрыла разрез 500 м мощности осадочных отложений и вошла в базальты, вероятнее всего, экструзивного типа. Отложения представлены биогенными карбонатными осадками, охватывающими интервал квартал – средний олигоцен. Более древние отложения вскрыты бурением на обрамляющем поднятии Онтонг-Джава. Скважина 289 полностью прошла осадочный чехол поднятия, мощность которого составляет 1262 м. Он начинается аптскими отложениями, которые перекрыты формацией карбонатных плато (K_2 – P_2 – 292 м), а затем следуют глубоководные органические илы (969 м). Под аптом лежат толеитовые базальты. Если этот разрез экстраполировать на Восточно-Каролинскую впадину, то ее историю надо начинать с эпохи среднего мела. Соответственно с того же времени начала образовываться и Западно-Каролинская впадина. На

ранних этапах они составляли единую структуру (рис. 3). Разъединение относится к позднему кайнозой, когда оформился вал Эаурипик.

Далее обратимся к центральным впадинам Западного сектора. Их две – Меланезийская и Центральная.

Меланезийская впадина. С запада и юга она примыкает к поднятию Онтонг-Джава. С севера и востока ограничена горным массивом Маршалловых островов и простирающимися в ССЗ направлении линейными поднятиями Гилберта и Эллис (рис. 4). Ее дно лежит на глубинах 4500–5000 м. Размеры впадины 1000 (по широте) × 1500 км. На северо-западе в ее пределах структурно обособляется депрессия, именуемая впадиной Науру. В этой депрессии на глубине 5186 м пробурена скважина (462) с глубиной проходки 1069 м. Нижняя часть разреза представлена базальтами, включающими маломощные прослои и пачки осадочных отложений, базальные горизонты которых относятся к готериву–баррему. Над этой толщей лежат отложения позднего мела – кайнозоя, внизу состоящие из песчаников, аргиллитов и известняков с прослоями вулканических турбидитов (сеноман–маастрихт), а выше образованные преимущественно карбонатными рзностями. Разрез свидетельствует о значительном опускании дна впадины, где вулканогенно-осадочный разрез начал формироваться еще в раннемеловое время, продолжаясь в центральной части ~70 млн. лет.

Центральная впадина. На западе Центральная впадина ограничена горной группой Маршалловых островов и цепью Гилберта–Эллис, на востоке линейным поднятием Лайн, на севере сооружением Мид–Пацифик, а на юге блоком Манихики (см. рис. 4). С севера на юг впадина простирается ~ на 2000 км, а с запада на восток ~ на 2100 км. Наиболее характерные глубины дна ~5000 м.

Абиссальные условия здесь установились в позднем мелу, а в более раннем (альб) значительная роль в формировании разреза принадлежала силлам и вулканокластике. Поскольку это очень крупная впадина, приведем данные о кайнозойской истории ее осадконакопления, что позволит более полно представить геологическое развитие данной структуры, как межгорной океанической впадины. Характеристика на этот счет дана в работе [19].

В кайнозойском разрезе впадины “преобладают абиссальные комплексы: эвпелагических глин, глинисто-кремнистый и кремнистый. Первый тяготеет к более северному участку (скв. 168, 170; 10°42′, 11°48′ с.ш.), два другие – к экваториальному поясу (скв. 66, 65; 2°23.63′ и 3°45.7′ с.ш.), вследствие чего кремнистый компонент образован здесь не диатомовыми, а радиоляриевыми осадками. На несколько повышенных участках дна (скв. 166, глубина 4960 м) кремнистые отло-

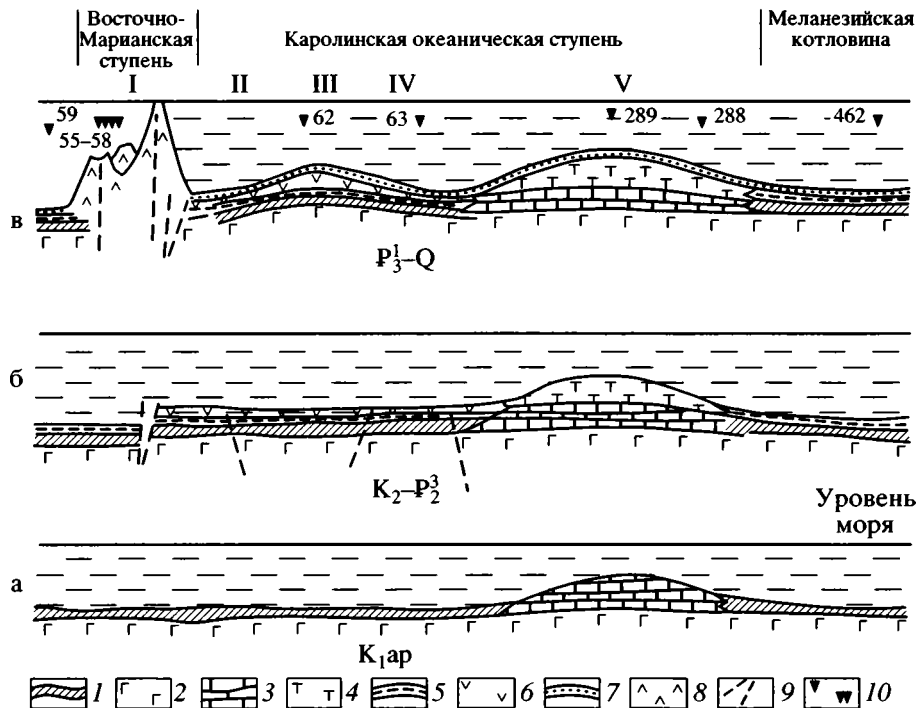


Рис. 3. Схема развития Каролинской океанической ступени в раннем мелу (а), позднем мелу – эоцене (б), олигоцене – квартере (в)

1, 2 – образования 1-го и 2-го слоев мезозойской океанической коры; 3 – известняки с прослоями кремней (формация карбонатного плато); 4 – органогенные илы; 5 – кремни, известняки, писчий мел, песчаники, аргиллиты; 6 – базальты; 7 – неоген-четвертичные образования; 8 – вулканы дифференцированной щелочной серии; 9 – разломы; 10 – скважины глубоководного бурения. I – Каролинские острова; II – Западно-Каролинская впадина; III – поднятие Эаурипик; IV – Восточно-Каролинская впадина; V – поднятие Онтонг-Джава

жения содержат примесь наннофоссилий и формировались в нижней зоне талассобатиали. Кроме обычных пелагических осадков, в одной из скважин (65), расположенной в западной части котловины, в глубоком меридиональном трогге, вскрыт контуритно-турбидитный комплекс. Турбидиты в нем состоят из гиалокластики, переотложенных радиолярий и окремненных раковин фораминифер верхнего мела, палеоцена и эоцена. Материал этот мог поступать с соседнего подводного хребта, а также приноситься донными течениями, проходящими из южной Пацифики на север, через Центральную котловину.

В поверхностном слое осадков котловины встречаются поля марганцевых конкреций. На обширных ровных участках их мало; они тяготеют к холмистым районам с подводными горами. Здесь конкреции приурочены обычно к глубокой части океана (>5000 м); иногда это небольшие депрессии среди глубоководных холмов. Ядрами конкреций чаще всего являются фрагменты измененных вулканических пород. Вмещающими отложениями служат преимущественно карбонатно-кремнисто-глинистые” ([19], с. 39).

Можно отметить, что в разрезах малых впадин вулканокластические отложения распространены шире.

Относительно поднятий внутри горного сооружения Маркус Уэйк, представляющего западный отрезок поднятия Мид-Пацифик, сказано [2], что они в основном сложены раннемеловыми анкармитовыми базальтами и долеритами, океанитами, трахибазальтами, а также туфами, туфобрекчиями и туффитами. Из этого следует, что формирование впадин происходило в общем параллельно с образованием поднятий. Конкретно говорится следующее: “Данные по возрасту магматических пород поднятия (Маркус Уэйк, Ю.П.) охватывают обширный период от раннего мела до миоцена, что свидетельствует в пользу предположения о неодискретной (? – Ю.П.) тектоно-магматической активности, последний этап которой имел место в миоцене” ([2], с. 86).

Итак, рассмотренные примеры дают представление о межгорных океанских впадинах (котловинах) разных размеров: небольших (по океанским масштабам), средних и крупных. Обратимся далее к другим группам впадин.

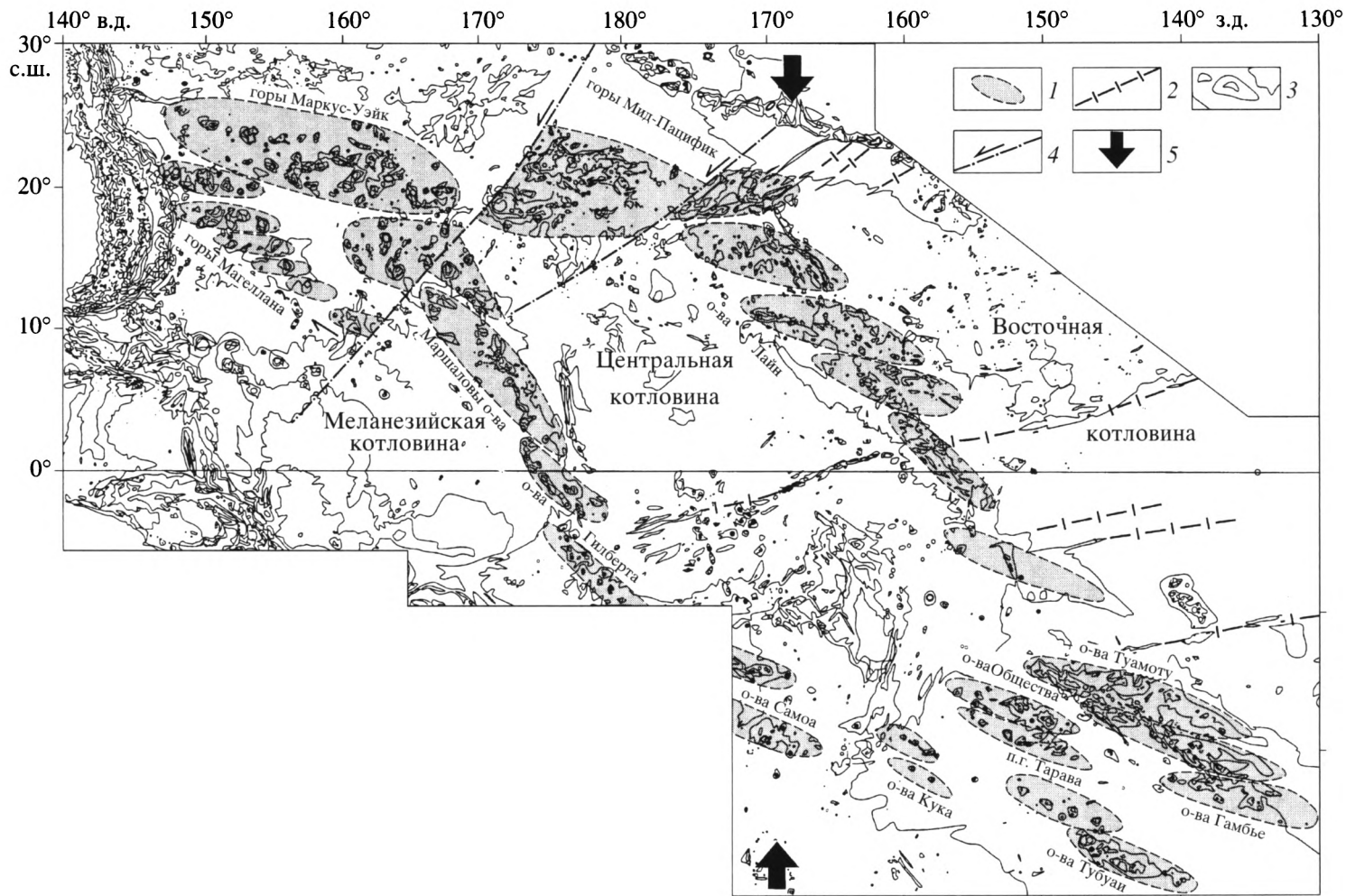


Рис. 4. Межгорные впадины, тектоно-вулканические поднятия и основные сдвиговые деформации в Центральной области Тихого океана, по В.П. Уткину, 2006 г., с небольшим упрощением

1 – линейные сводовые поднятия и эшелонированные брахиантиклинали, контролирующие ареалы вулканических построек; 2 – субширотные разломы; 3 – изобаты; 4 – сдвиги, смещающие вулканические пояса; 5 – направления продольного сжатия литосферы

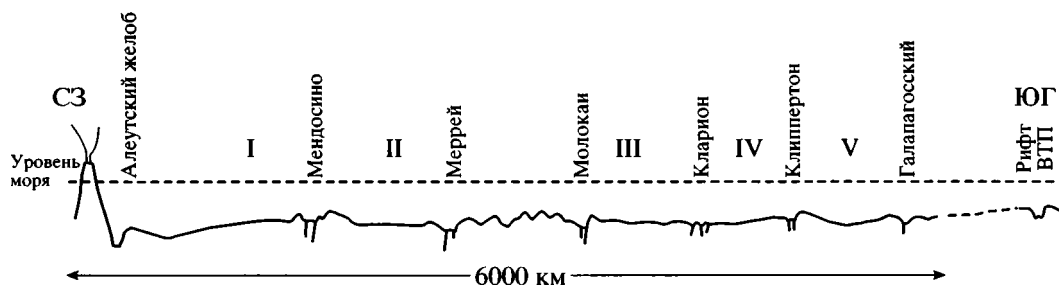


Рис. 5. Схематический профиль через межразломные впадины от Алеутской островной дуги до Галапагосской впадины (модельный рисунок)

Римскими цифрами обозначены впадины: I – Северо-Восточная, II – Мендосино, III – Кларион, IV – Клиппертон, V – Галапагосская. На рисунке даны наименования трансформных разломов

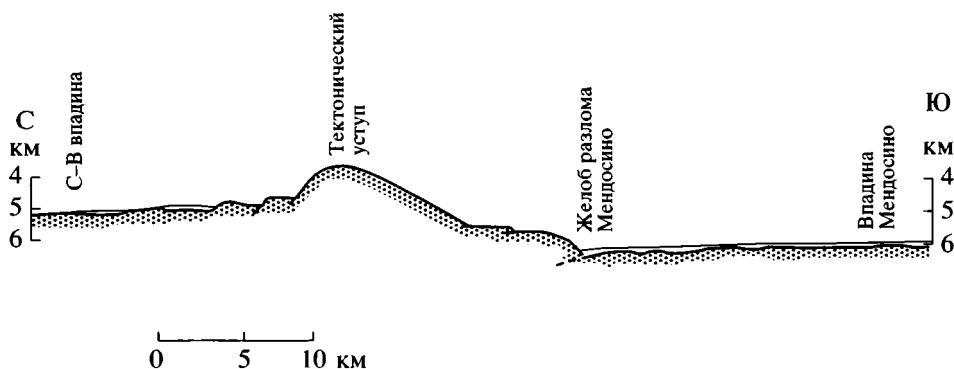


Рис. 6. Сейсмический разрез по поперечному профилю НСП через зону разлома Мендосино в районе 145° з.д., по [9] Разрез характеризует структуры раздела Северо-Восточной впадины и впадины Мендосино. В средней части виден уступ ступенчатого строения

Группа межразломных впадин

Данная группа впадин, как таковая, до сих пор еще не выделялась. Она охватывает огромное пространство Восточного сектора Тихоокеанской дуги, по площади примерно равновеликое Западному сектору.

Разграничениями впадин служат разломы-гиганты, простирающиеся в ВСВ направлении (рис. 5). С восточной стороны в центральной части сектора их ограничивают поднятия океанского дна, также межразломные; на севере – талассобатиальная приматериковая зона, включающая спрединговую систему Хуан де Фука, а на юге – фланги Восточно-Тихоокеанского поднятия. На западе, во всех случаях, впадины простираются до систем тектоно-вулканических поднятий, составляющих Главный тихоокеанский структурный раздел. Для описания формы впадин можно применить термин “протяженные блоки”, уже использованный А.О. Мазаровичем и С.Ю. Соколовым [6], хотя в работе этих авторов он приложен к иным тектоническим структурам. Речь идет о расширении содержания данного понятия.

Очень контрастно впадины выделяются по изобате 5000 м, но на севере и на юге контролирующей является также изобата 4000 м.

Основными из характеризующих структурных единиц являются следующие, именуемые (за исключением одной) по названиям разграничивающих разломов: Северо-Восточная, Мендосино, Кларион, Клиппертон, Галапагосская, Маркизская. На крайнем юге сектора выделяется сравнительно небольшая впадина Тики.

Северо-Восточная впадина. Характеризуемая структура простирается от обрывающегося ее на западе Императорского разлома до малой спрединговой системы Хуан де Фука на расстояние 3700 км. С севера она ограничена Алеутским краевым валом, а с юга – разломной зоной Мендосино (рис. 6), расстояние между которыми 1600–1900 км. Как видно, это очень крупная океанская синформа с погружением дна в западном направлении от 4 до 6 км. В ее пределах, в Аляскинском заливе и юго-восточнее его, близ системы Хуан де Фука имеются подводные горы, местами группирующиеся в цепочки. Многие горы являются

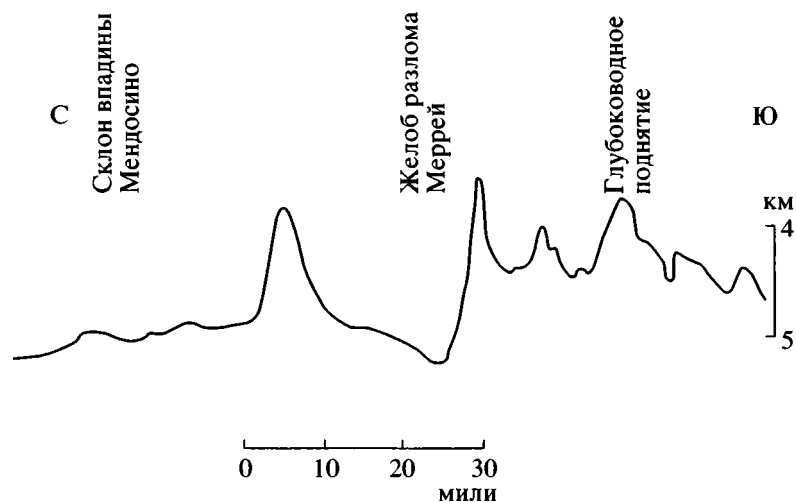


Рис. 7. Поперечный профиль через разломную зону Меррей в районе 135° з.д., по [10]

гайотами. В Аляскинском заливе цепочки вытянуты на ЗСЗ примерно также, как и сама впадина. Следует предполагать разломную природу подобных цепочек. Вообще разломные нарушения часто осложняют строение дна. Наиболее значительными являются разломы Сервейор и Чинук. Они простираются параллельно разломной зоне Мендосино; их внутреннее строение выражено глубочайшими (около 6, а местами более 7 км) трогами и гребнями.

Судя по имеющимся геологическим построениям, низы разреза в западной наиболее глубокой части синформы представлены отложениями позднего мела. Осадочный слой пройден немногими скважинами, при этом бурение во всех случаях дошло до базальтов. Последние оказываются на очень разной глубине (505, 795, 31 м). Наиболее древние осадки – среднеэоценовые (скв. 183, глубина дна 4708 м). Это известковистые ожелезненные глины и нанноизвестняки (всего 4 м), сменяющиеся турбидитами среднего эоцена – олигоцена. Выше их лежат отложения пелагических фаций. Мощность разреза 516 м. В свете приведенных данных базальты должны рассматриваться как силлы, а это означает, что режим развития впадины не был устойчивым.

Впадина Мендосино. Лежащая к югу от предыдущей, глубоководная впадина Мендосино на юге ограничена разломной зоной Меррей (рис. 7)². Ее протяженность по изобате 5000 м 4000 км, а ширина ~800 км. Как и в предыдущем случае, впадину отличают большие глубины – 5000 м. Данная изобата заходит далеко на восток, ярко подчеркивая особенность впадины. Чехол в ней представлен маломощными кайнозойскими пелагически-

ми отложениями. Под ним бурение вскрыло базальты. Глубины скважин 17 (скв. 39), 215 (32), 384 (34) м. Получается картина, в смысле разноречивости базальтов, сходная с Северо-Восточной впадиной.

Южнее впадины, в блоке между разломами Меррей и Молокаи от континентальной окраины на запад простирается широкая полоса поднятий глубоководного дна, а южнее ее, т.е. между разломами Молокаи и Клариион лежит впадина Клариион.

Впадина Клариион. По изобате 5000 м она простирается на 1800 км, ширина ее ~750 км. С востока ограничением впадины служит еще один район поднятого дна. Переход между ними не резкий. Данная впадина разделяет основную область больших глубин Восточного сектора и область менее глубокой абиссали, где глубины в основном менее 5000 м.

Впадина Клиппертон. Она четко вырисовывается по изобате 4000 м. Только на западе глубины становятся 5000 м и несколько больше. Располагается впадина между разломами Клариион и Клиппертон. Длина ее составляет ~4700 км, а ширина ~750 км. Юго-восточное окончание впадины находится в 700 км от рифтовой зоны Восточно-Тихоокеанского поднятия. На ее площади расположены большие поля Fe–Mn конкреций.

Бурением в нескольких местах вскрыты толеитовые базальты (скв. 159–163). В ряде районов базальты выходят на поверхность. Тип вулканизма линейно-трещинный. Лавы имеют подушечное, а также волнисто-плитчатое строение. По составу это щелочные оливиновые базальты. Мощность их, по-видимому, невелика. Тем самым констатируется две разновозрастных магматических формации, отличающихся петрохимически [20].

² Сбросо-сдвиг со смещением по нему ~600 км.

Имеются признаки, позволяющие предполагать распространение здесь структур тектонического скупивания.

Что касается первого слоя, то в этой впадине он имеет несколько большую мощность, чем в более северных. В западной части вскрыты не только неоген и палеоген, но и мел (кампан – нижний маастрихт). Скв. 163, пробуравившая базальты (18 м), прошла по осадочному слою 276 м. Нижнюю половину этого разреза слагают карбонатные породы позднего мела. Восточнее во впадине обнаружены лишь палеогеновые и неогеновые глубоководные глины и радиоляриевые илы, мощность которых 100–240 м. Но на юге (скв. 78) она около 300 м. Увеличение мощности есть результат повышенной биологической продуктивности в данном районе пелагиали.

Сведения, дополнительные к приведенным, содержатся в статье [7].

Галапагосская и Маркизская впадины. Первая располагается между разломами Клиппертон и Маркизским. Она простирается вплоть до западного фланга Восточно-Тихоокеанского поднятия. Длина ее 3700 км; ширина – 750 км.

Маркизская впадина протягивается на 3000 км, а ширина как и у предыдущей. Она соответствует блоку, расположенному между Галапагосским и Маркизским разломами. Восточным ограничением впадины также является западный фланг Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП). Контур проводится по изобате 4000 м.

В Галапагосской впадине пробурено несколько скважин, причем некоторые дошли до базальтов. Во всех скважинах пройдены палеогеновые, неогеновые и четвертичные отложения, представленные глубоководными органогенными илами. По сравнению с другими впадинами, мощности здесь повышенные (глубины бурения 414, 481, 558 м).

В Маркизской впадине состав отложений близкий, но мощности несколько меньше. Соответственно, приэкваториальная область – действительно наиболее благоприятный район с точки зрения биопродуктивности. Горные сооружения, в отличие от других впадин, для этой области не характерны.

Проведя сопоставление главных фациальных комплексов Западного и Восточного секторов, И.В. Хворова приходит к обобщающему заключению, что их набор различен, “хотя некоторые широко распространенные преимущественно пелагические отложения в обоих регионах сходны” ([19], с. 58). Для Восточного сектора “характерны комплексы: терригенные (песчано-глинистые и глинистые), терригенно-кремнистые и терригенно-карбонатные, кремнисто-карбонатные, карбонатные и епелагических глин; меньшее значение

имеет вулкано-терригенный комплекс; особыми являются базальтовые (офиолитовые) эдафогены.

По обстановке образования различаются: периферическая зона (охватывающая бордерленд, материковый склон и его подножие, а иногда и участки абиссальных равнин) и внутренняя (талассобатиальная и абиссальная).

Комплексы периферии океана включают вулкано-терригенный, терригенные (песчано-глинистый и гемипелагических глин) и кремнисто-терригенный. Вулкано-терригенный комплекс имеет локальное распространение... Местами встречаются экструзивные базальты и силлы диабазы” (там же).

Все упоминавшиеся разломы-гиганты представляют крупные сдвиговые структуры с большими амплитудами смещения. В то же время по ним происходят вертикальные смещения блоков. В целом ясно вырисовывается картина “ступенчатой тектоники”. (Подробнее об этом см. [14, 17].)

Талассосинеклиза

Юго-Западная талассосинеклиза. Характеризуемая структура занимает большое пространство Южного сектора талассогена, простираясь от западного фланга Восточно-Тихоокеанского поднятия в СЗ направлении вплоть до краевого вала Тонга-Кермадек. Ее рисовка соответствует изобате 5000 м. С севера от нее лежит область поднятий дна, отделяющая Южный сектор от Западного и Восточного. Она известна под названием Южно-Тихоокеанского суперподнятия (super-swell), лежащего в основании Французской Полинезии. Согласно [21], суперподнятие простирается между 10 и 30° ю.ш. и 130 и 160° з.д. Оно характеризуется значительно большей мелководностью, чем это по теоретическим расчетам (возраст дна) должно иметь место. На поднятии распространены многочисленные вулканические цепи.

С юга в средней части ограничениями являются демаркационный разлом Элтанин, а затем горная цепь Луисвиль. На крайнем западе граница проходит по северному окончанию погруженного континентального блока Новозеландского плато. Протяженность синеклизы ~4700 км; ширина в средней части 2200 км.

На гравиметрической карте [24] видны лишь незначительные положительные аномалии в форме “ряби”, группирующиеся в расплывчатые контуры обычно северо-западного простирания. Горных массивов в пределах синформы не имеется. Данные о ее геологическом строении очень незначительны. Некоторые данные имеются по разлому Хизена из группы разломной зоны Элтанин, но относятся они к району, находящемуся в сводовой части ВТП (к западу от осевой зоны).

Эти данные получены экспедицией Института океанологии РАН (24-й рейс НИС “Академик Курчатов”).

Опробован южный борт разлома Хизена, высота которого свыше 5000 м. В самом низу (5200–5400 м), встречены метаморфические сланцы, которые по ряду признаков произошли за счет метаморфизма базальтов. Считается, что по ним проходит надвиг. Выше них подняты перидотиты и пироксен-плагноклазовые метаморфиты – тектонизированные сланцы. Далее вверх по склону обнаружены габброиды, долериты, толеитовые базальты, а в самом верху – известняки маастрихтского возраста. Разрез дает определенное представление о строении твердой коры (надвиговая часть), но не об осадочном ее слое. Маастрихтский возраст известняков до сих пор остается загадкой.

Некоторые косвенные данные в отношении геологической истории структуры предоставляет вулканический хребет Луисвилль, где основной магматизм происходил в период 60–28 млн. лет. Тем самым тектонический рубеж вдоль этой линии в раннем кайнозое уже существовал.

Что касается разреза осадочного слоя, то он вскрыт скважинами на плато Кэмпбелл (южная часть Новозеландского плато). Мы приводим данные по нему с оговоркой, что пространственное соотношение плато и нашей синформы, особенно в докайнозойское время, могло быть существенно иным. Скважина 275, заложенная на глубине океана 2837 м, прошла всего 62 м. Краткая характеристика разреза дана в работе [5]. Разрез образован темными зеленовато-серыми алевролитами, в верхней части содержащими глауконит и железо-марганцевые микроконкреции. По микропалеонтологическим данным отложения датируются поздним мелом, скорее всего поздним кампаном – маастрихтом. Холодноводные виды радиолярий, вероятно, [22] свидетельствуют “о более высокоширотном положении плато в позднемеловое время по сравнению с его современным положением” (см. [5], с. 37). Отсюда следует, что Новозеландское плато стало ограничением талассосинеклизы в кайнозое, когда и произошло ее современное структурное оформление.

Кайнозойские отложения вскрыты скв. 277, заложенной на глубине 1214 м также на плато Кэмпбелл. Пройденная мощность 462 м. На меловых отложениях палеоцен лежит с размывом. Выделены все отделы палеогена, представленного пелагическими известняками и известковыми илами, местами включающими кремни. Неоген здесь размывает. Данный разрез уточняет время зарождения талассосинеклизы, отвечающее рубежу мела и палеогена. Тектонические движения

этого времени известны как глобальная эпоха тектогенеза.

Имеются две скважины, пробуренные в районе северо-западного окончания впадины (595 и 596). В основании разреза залегают толеитовые базальты, а выше – толща цеолитовых и металлоносных пелагических глин с конкрециями кремней. По скудным палеонтологическим данным возраст глин можно считать меловым (но не точнее). Радиолярии плохой сохранности позволяют предполагать, что глины могут иметь альбоский–позднемеловой возраст. Мощность их всего 50 м. От палеогеновых отложений их предположительно отделяет кратковременный стратиграфический перерыв [1].

ОБСУЖДЕНИЕ

Из предыдущего видно, что глубоководные впадины в пределах Западного Талассогена Тихого океана в тектоническом смысле отнюдь не однотипны. Среди них выделяются три основных категории: межгорные абиссальные впадины, межразломные и особого типа синформа – талассосинеклиза. Некоторые структуры не всегда можно безоговорочно отнести к той или иной категории. В частности, это относится к Северо-Западной и Северо-Восточной впадинам. Первая описана в категории межгорных абиссальных впадин. Это справедливо постольку, поскольку ограничениями ее являются мощные горные поднятия: Мид-Пацифик и Императорский хребет. Но близглубоководных желобов, на большом пространстве протягиваются совсем малые по амплитуде краевые валы, и это вносит определенный элемент условности. Если в центр внимания поставить окраину такого рода, то окажется принижена геологическая роль горного обрамления с его вулканизмом, что исказит исторический анализ.

Другая впадина, Северо-Восточная, отнесена к категории межразломных также с долей условности. Разломами она ограничена с двух сторон, на юге – Мендосино и на западе – Императорским. Северное ограничение представлено Алеутским краевым валом, а восточное – спрединговой системой Хуан де Фука.

Таким образом, здесь также имеется условность. Однако, ориентируясь на самую главную черту тектоники Восточного сектора талассогена, а именно на разломную тектонику, автор счел возможным, не выделяя данную впадину в особый тип, включить ее в категорию межразломных впадин.

Все остальные впадины находятся в соответствии с предложенной классификацией. Конечно, в отношении каждой впадины может быть

проведено более детальное структурное районирование, но это другая тема.

Далее обратимся к проблеме времени зарождения глубоководных впадин. Основным критерий здесь строение геологического разреза, предоставляемое в первую очередь глубоководным бурением. Однако консорциумы, финансирующие проекты бурения, абиссальными равнинами интересовались в наименьшей степени и поэтому иногда очень большие площади, например, в Южной Пацифике, им не охвачены.

Наиболее древние отложения, перекрывающие фундамент, вскрыты в межгорных абиссальных впадинах. В Северо-Западной впадине отложения, перекрывающие базальты, имеют возраст берриас–валанжин. О ее сопряженности с горным сооружением Мид–Пацифик можно говорить начиная с рубежа баррем–апт. В Восточно-Марианской впадине, где базальты основания имеют келловейский возраст, вулканогенные отложения, связанные с горным обрамлением, появляются в альбе. Меланезийская впадина по данным о разрезе в депрессии Науру начала образовываться не позднее готерива–баррема, но зрелой стадии в развитии она достигла в сеномане. Структурное оформление Центральной межгорной впадины началось в альбе. Каролинские впадины в их современном виде начали формироваться лишь в начале позднего кайнозоя. Однако более ранняя депрессия, существовавшая на их месте, зародилась в среднемеловую эпоху.

Таким образом, становление межгорных глубоководных впадин в основном происходило в среднемеловое время, но в одном случае (Науру), видимо, раньше (K_1). Что касается сопряженных с ними поднятий, то корреляции времени их зарождения приведены в специальной работе [13].

Время образования, а тем более структурного оформления межразломных впадин, более позднее, чем межгорных. Лишь в отношении Северо-Восточной впадины и впадины Клиппертон можно предполагать начало образования в позднем мелу. Другие впадины зародились в раннем кайнозое, притом близко одновременно. Определяющим структурным фактором здесь было развитие системы разломов–гигантов, причина появления которой до сих пор остается неясной.

О талассосинеклизе данных нет, но косвенные признаки позволяют предполагать время ее образования раннекайнозойским. Если это принять, то по времени образования главных современных структур Южный сектор талассогена сближается с Восточным, а оба они противопоставляются Западному, отделенному Главным тихоокеанским георазделом. Природа этого геораздела неясна и представляет особую тектоно-геодинамическую

задачу. Исходным моментом здесь может явиться факт большой удаленности Западного сектора от Восточно-Тихоокеанского поднятия, становление которого произошло в раннем кайнозое [12].

Обратимся к механизму образования впадин.

Выше показано, что по построению и геологической истории впадины неодинаковы. Однако в механизме их образования имеется сходство. Анализ батиметрии океанского дна позволяет видеть разноуровненность глубин впадин. Одни из них, имея равнинное дно, лежат на уровнях 4–5 км, другие – более 5 км, третьи свыше 6 км. Такая разноуровненность может описываться как структура ступенчатого типа. Разделами служат либо линейные тектоно-вулканические сооружения, простирающиеся по их периферии, либо крупнейшие разломы сбросо-сдвигового типа.

Приведем некоторые конкретные данные.

Западно-Каролинская ступень лежит на глубинах 4000–5500 м. Восточно-Марианская ступень относительно нее погружена более чем на 1 км. Северо-Западная ступень опущена также на 1 км относительно предыдущей. Это в меридиональном направлении. В широтном – картина сходная. Меланезийская впадина опущена по отношению к Восточно-Каролинской, а Центральная – по отношению к Меланезийской. Амплитуды опускания близкие к предыдущим.

Амплитуды между межразломными ступенями в Восточном секторе талассогена примерно таковы же, как и в Западном. Из сказанного можно заключить, что механизм погружения океанского дна имел ступенчатый характер.

Имеющиеся данные свидетельствуют не только о разноглубинности опускания, но и о его одновременности в разных океанских секторах и районах. Области погружения разнообразны и по площади. Все это вместе взятое свидетельствует о длительном существовании в коре и мантии океана на больших площадях геодинамической обстановки дифференцированных нисходящих движений. Обратим внимание, что соответствующие области далеко отстоят от современного срединного Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Относительно ступенчатого опускания океанского дна в литературе уже были указания. В частности, в книге [4] приводятся сейсмопрофили вкост простирания трех крупнейших разломных зон Восточной Пацифики: Меррей, Молокаи и Клариион. В разломе Меррей (пересечение в районе 143° з.д.) серия разновозрастных ступеней, отделенных сбросами, отмечена на его южном крыле. На северном крыле имеется уступ высотой над дном 800 м. Глубина ущелья здесь 6416–6484 м. В зоне разлома Молокаи (пересечение в районе 136 – 137° з.д.) выявлен уступ высотой ~1 км, при этом подчеркивается, что “в рельефе дна и фундамента преобладает крупноблоковое дробление, при котором наиболее крутые стенки

(плоскости возможных сбросо-сдвигов) блоков ориентированы на юг” ([4], с. 108). Разлом Кларин был пересечен в районе 142° з.д. под углом ~45° к его простиранию. Днище V-образного разломного ущелья лежит здесь на глубине 6500 м. Строение северного склона представлено серией ступеней высотой 200–250 м. Однако в данном случае речь идет о явлении меньшего порядка, чем рассматриваемого в статье.

Данные о ступенчатом строении зоны разлома Мендосино приводятся в статье [9]. Исследования проводились на пересечении разлома между 163°45′–165° з.д. “Характерной особенностью зоны разлома Мендосино на исследованном участке – пишут авторы – является наличие ступеней в рельефе фундамента, расположенных, в среднем, на глубине соответственно 5.1–5.2 и 5.8–6 км” ([9], с. 253).

Что касается талассосинеклизы, то она имеет особое происхождение. Возможно, что ее образование связано с энергетическим потоком, продуцируемым Южно-Тихоокеанским плюмом. Более того, естественно предположить, что вообще тектоническая специфика Южного сектора Тихого океана непосредственно связана с энергетическим воздействием на верхние земные оболочки этого плюма.

ВЫВОДЫ

1. Глубоководные впадины Западного талассогена Тихого океана по тектоническому положению, строению, геологическому развитию и происхождению подразделяются на три типа: межгорные абиссальные впадины, межразломные и типа синформы, названной талассосинеклизой.

2. Межгорные и межразломные впадины образовались вследствие опускания океанского дна по ступенчатой модели на разные глубины и в разное время. Шаг ступеней около 1 км. По-видимому, реологические свойства геосфер здесь таковы, что глубинные силы и напряжения получают разрядку не только в сдвиговых смещениях, но и в виде вертикальных преимущественно нисходящих движений массивов океанского ложа в дискретном режиме.

Образование и развитие талассосинеклизы можно связать с длительным энергетическим воздействием Южно-Тихоокеанского плюма.

3. Сопоставление геологического строения и механизма образования тихоокеанских глубоководных впадин с атлантическими [16] выявляет их большое различие. Впадины Атлантического океана образовались под воздействием двух факторов: а) охлаждение, а следовательно, и погружение масс, движущихся от спредингового центра к периферии океана, и б) растяжение верхних гео-

сфер, вызванное разностью скоростей движения континентов и сопредельных океанских блоков.

Всем этим подчеркивается фундаментальное различие геологической природы обоих океанов, установленное по многим другим параметрам. Данное различие – одно из базисных положений в учении о глобальной структурной асимметрии Земли, делении ее на Индо-Атлантический и Тихоокеанский тектонические сегменты [15].

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 06-05-64152а) Минобрнауки РФ, гранта Ведущих научных школ № НШ – 9664.2006.5.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Басов И.А., Вишневецкая В.С. Стратиграфия верхнего мезозоя Тихого океана. М.: Наука, 1991. 200 с.
2. Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность. М.: Наука, 1995. 368 с.
3. Геофизика океана. Т. 2. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 416 с.
4. Глубинные разломы океанского дна. М.: Наука, 1984. 222 с.
5. Крашенинников В.А., Басов И.А. Стратиграфия мела Южного океана. М.: Наука, 1985. 177 с.
6. Мазарович А.О., Соколов С.Ю. Анизотропия внутриплитных деформаций Атлантического океана // Современные проблемы геологии. М.: Наука, 2004. С. 223–250.
7. Марков Ю.Д., Можеровский А.В., Пушкарь В.С. и др. Особенности осадконакопления и стратиграфическая корреляция неконсолидированных отложений зоны трансформного разлома Кларин (Северо-Восточная часть Тихого океана) // Тихоокеанская геология. 2005. Т. 24. № 4. С. 24–43.
8. Меланхолина Е.Н. Строение дна Северо-Запада Тихого океана. М.: Наука, 1984. С. 170–207.
9. Непрочнов Ю.П., Валяшко Г.М., Волокитина Л.П. и др. Детальные геолого-геофизические исследования в зоне разлома Мендосино // Океанология. 1993. Т. 33. № 2. С. 253–262.
10. Непрочнов Ю.П., Седов В.В., Валяшко Г.М. и др. Результаты детальных геофизических и геологических исследований в зоне разлома Меррей // Океанология. 1993. Т. 33. № 4. С. 589–597.
11. Пуцаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 222 с.
12. Пуцаровский Ю.М. Мировая рифтовая система – редкое событие в геологии? // Тихоокеанская геология. 1986. № 6. С. 98–101.
13. Пуцаровский Ю.М. Тектонические корреляции в тихоокеанской области // Геотектоника. 1991. № 6. С. 36–43.
14. Пуцаровский Ю.М. Ступенчатый характер опускания дна Тихого океана // Докл. РАН. 1991. Т. 318. № 2. С. 400–404.
15. Пуцаровский Ю.М. Главная тектоническая асимметрия Земли: Тихоокеанский и Атлантический сегменты и взаимоотношения между ними // Тек-

- тонические и геодинамические феномены. М.: Наука, 1997. С. 8–24.
16. Пущаровский Ю.М. Глубоководные впадины Атлантического океана: черты строения, время и механизмы образования // Рос. журн. наук о Земле. 2004. Т. 6. № 1. С. 1–15.
 17. Пущаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н. Тектоническое развитие Земли. Тихий океан и его обрамление. М.: Наука, 1992. 263 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 473).
 18. Удинцев Г.Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М.: Наука, 1972. 394 с.
 19. Хворова И.В. Два типа тихоокеанских талассогенов и их осадочные образования. М.: Наука, 1993. 91 с.
 20. Юбко В.М. Магматические образования северной приэкваториальной области Северо-Восточной котловины (Тихий океан) // Геологическое строение Северо-Восточной котловины Тихого океана. Геленджик, Южморгеология, 1988. С. 26–35.
 21. Adam C., Bonneville A.C. Extent of the South Pacific Superswell // J. Geophys. Res. 2005. Vol. 110. № 9. B09408. P. 1–14.
 22. Pessagno E.A. Upper Cretaceous radiolaria from DSDP Site 275. // Initial reports of the DSDP. Wash., 1974. Vol. 29. P. 1011–1029.
 23. GEBCO, General bathymetric chart of the Ocean. 5-th edition. Ottawa, 1984.
 24. Sandwell D., Smith W.H.F. Marine gravity anomaly from satellite altimetry. Map. La Jolla, 1997.

Рецензенты: А.А. Моссаковский, В.Е. Хаин

Tectonic Types of the Pacific Abyssal Basins

Yu. M. Pushcharovsky

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia
e-mail: skol@ginras.ru

Abstract—This paper continues a series of publications on tectonics, structural evolution, and formation mechanism of abyssal basins. The Pacific abyssal basins of the Western thalassogen are subdivided into three types: intermontane, interfault, and syncline-type. The new term *thalassosyncline* is proposed for the third type. Basins of the first, second, and third types are developed in the western, northeastern, and southern Pacific, respectively. The main mechanism responsible for the formation of basins belonging to the first two types is a stepwise subsidence of the oceanic bottom. The formation of a thalassosyncline abyssal basin is probably related to energy flux of the South Pacific plume.

УДК 551.24

СТРОЕНИЕ ТЕРМИЧЕСКОЙ ЛИТОСФЕРЫ И АСТЕНОСФЕРЫ В ОКЕАНАХ И НА КОНТИНЕНТАХ

© 2006 г. Л. Э. Левин

Московский государственный геолого-разведочный университет, 117997, Москва, ул. Миклухо-Маклая, д. 23

Поступила в редакцию 21.09.2005 г.

Литосфера и астеносфера представляют собой единую геодинамическую систему с разными физическими параметрами. Первая характеризуется термической обстановкой до 1200–1300°C, плотностью 3.3 г/см³ и вязкостью свыше 10²² пуаз. Во второй имеет место инверсия плотности до 3.23 г/см³, диапазон вязкости от 10²¹ до 10^{18–19} пуаз и термическая обстановка от 1200–1300 до 1600–1700°C. Астеносфера отличается значительным изменением физического состояния по латерали и в разрезе, что вызвало необходимость выделения ее разных типов: “сейсмического” (LVZ-слой), “электрического”, “термического” и “сейсмологического”. В данной работе на основе *P–T*-условий анализируется строение и физическое состояние “термической астеносферы” *sensu stricto*. Указанное состояние изменяется от вязкой ньютоновой жидкости под большей частью площади континентов до 5–20% частичного плавления в зонах спрединга и вдоль окраин континентов.

В пределах большей части площади континентов частичное плавление отсутствует. Эволюция взаимодействия двух рассматриваемых слоев характеризовалась миграцией во времени и пространстве зон частичного плавления и апвеллинга астеносферы, что контролировало всю гамму геодинамических процессов от спрединга и рифтинга до коллизии и вертикальных движений разного знака.

ВВЕДЕНИЕ

Литосфера и астеносфера – два основных геологических слоя, образующих единую систему в верхней оболочке Земли и ответственных за горизонтальные движения плит и вертикальные перемещения крупных блоков. Изучение их строения и взаимодействия связано с разными направлениями в области наук о Земле – региональной и глобальной геотектоники, термического режима в земной коре и осадочном чехле, оценки сейсмической опасности, определение потенциала рудоносности в океанских котловинах и нефтегазоносности в осадочных бассейнах. Это изучение должно включать и оценку физического состояния астеносферы или, другими словами, степени ее частичного плавления, что зависит от распределения в разрезе параметров температуры и давления. Определение этих параметров, в свою очередь, требует знаний о мощности литосферы и астеносферы.

Физическая характеристика литосферы достаточно определена. Она характеризуется термической обстановкой до 1200–1300°C, плотностью 3.3 г/см³ и вязкостью свыше 10²² пуаз. Распределение мощности получает отражение в тепловом потоке, который образует шесть субмеридиональных и два субширотных пояса повышенных значений, контролирующих аналогичные пояса низкой мощности литосферы [26].

Знания об астеносфере более дискуссионны. Известно, что ей отвечает инверсия плотности по

отношению к литосфере до 3.23 г/см³ и вязкости от 10²¹ до 10^{18–19} пуаз [2]. Эти признаки находятся в зависимости от анизотропии физического состояния (температур, степени частичного плавления) астеносферы по латерали и в разрезе, что вызвало выделение ее разных типов: “сейсмической” (LVZ слой по [57]), “электрической” [61], “термической” [46] и “сейсмологической” [37] астеносферы. Для литосферы преобладает выделение двух типов – “механического или хрупкого сейсмического” и “термического”. Мощность термической литосферы, как иногда указывают, может вдвое превышать мощность сейсмического типа и, например, под Памиром, вероятно, достигает по отдельным оценкам 600 км. Другие авторы рассматривают диапазон глубин от 400 до 670 км, как переходную зону к нижней мантии [46].

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

Анизотропия физических свойств астеносферы с разным ее отражением в физических полях вызвала многолетнюю дискуссию о глобальном или региональном ее распространении с выделением указанных выше типов. Однако повсеместная связь изостатических движений с инверсией вязкости в верхней мантии, даже без частичного плавления, привела к признанию глобального ее распространения [14, 40].

Частичное плавление в астеносфере контролируется распределением температур и давлений в мантии. Температуры зоны плавления имеют

диапазон от 1200–1300 (солидус) до 1600–1700°C при давлении от 20–26 до 30–35 кбар [34, 53, 56]. Все отмеченное вызывает крайнюю неопределенность выделения нижней границы астеносферы, которую иногда отождествляют с разделом Джеффриса на глубине 400 км. Необходимо отметить еще ряд особенностей изучения взаимодействия астеносферы и литосферы, в том числе: отсутствие связи астеносферы осевых зон спрединга с восходящим плюмом от внешнего ядра Земли; наличие в коре многих орогенов зон частичного плавления, так называемых астенолинз; чередование в мантии до границы внешнего ядра многих зон повышенных и пониженных скоростей сейсмических волн, близких по реологическим параметрам к астеносфере. Полиастеносферная модель верхней части мантии известна для островных дуг [35], она же представлена линзовидными телами сейсмической астеносферы на отдельных участках платформ и котловин океанов [21]. Из этих сложностей следует, что для зон субдукции вдоль активных окраин континентов нижняя граница астеносферы вообще не может быть установлена, поскольку в ее пределах слой пониженной вязкости и скоростей сейсмических волн прослеживается по данным сейсмотомографии до границы внешнего ядра.

В связи со всеми отмеченными неопределенностями в данной работе выполнен анализ строения термической астеносферы *sensu stricto*. Подобный тип астеносферы эквивалентен слою пониженной вязкости, подстилающему непосредственно литосферу и ответственному за изостатические движения ее блоков. Совместный анализ этого слоя с литосферой дает также основание для оценки распределения давлений в астеносфере и далее изменения ее физического состояния по латерали и в разрезе.

Первая работа по определению мощности термической литосферы была выполнена во второй половине 70-х гг. прошлого столетия [67]. Диапазон мощности составил 45–70 км в океанах и 100–300 км на континентах. На основе изменения возраста океанской литосферы по магнитным аномалиям ее мощность была намечена от 20–30 до 70–80 км [15, 16]. Середина 80-х гг. ознаменовалась прогнозом распределения мощности термической литосферы и астеносферы (последнее было выполнено впервые) на континентах [62]. Мощность литосферы была оценена от 50 до 175 км с заметным утонением в пределах молодых складчато-надвиговых сооружений. Мощность астеносферы составила от 50 до 150 км с обратным по отношению к литосфере распределением. Зависимость между возрастом тектонических структур и мощностью астеносферы обнаружила ее возрастание от 20–40 км на уровне 3 млрд. лет до 150–180 км при возрасте 1 млрд. лет и менее.

Одновременно вплоть до конца 90-х гг. был выполнен еще ряд обобщений по строению литосферы и астеносферы, как глобального плана, так и отдельных частей континентов [1, 11–13, 20, 24, 25, 32, 33, 41, 42, 52, 60, 62, 68, 69]. В этих работах мощность литосферы была оценена от 150–200 км под платформами до 350 и даже 660 км под частью площади шитов. Для астеносферы был получен диапазон мощности от 50 до 200 км с преобладающими значениями порядка 70 км в пределах молодых эпипалеозойских плит и от 30 до 150 км на западе Восточно-Европейской платформы. Мощность сейсмической астеносферы по профилю Крым – север Мезийской плиты составила от 10–20 до 50 км [71].

Отсутствие обстановки частичного плавления на территории бывшего СССР, наряду с крайне низкой мощностью астеносферы в районах новейшего растяжения (Южный Каспий и др.) было определено магнитотеллурическим зондированием [1, 3]. По расчету плотностных аномалий мощность астеносферы в 80 км прогнозировалась на северо-западе Тихого океана [12].

Два глобальных обобщения по строению термической литосферы были выполнены в конце 90-х – начале 2000 гг. Одно было посвящено океанам и континентам совместно (рис. 1) [26]; другое – детализации строения докембрийской литосферы континентов [47]. В итоге было установлено, что мощность литосферы в океанах повсеместно возрастает от 1–3 и 5–10 км в осевых зонах срединных хребтов до 75–80 км вблизи подножий континентальных склонов пассивных окраин и глубоководных желобов. На этом фоне имеет место сокращение до 10–25 км мощности в пределах вулканогенных линейных и сводовых внутриплитовых поднятий. Вдоль отдельных трансформных разломов мощность возрастает до 110–140 км.

Переходные зоны континент–океан оказались различными по строению литосферы в области активных и пассивных окраин. Первые отличаются весьма сложным соотношением утолщенной океанской литосферы с утоненной до значений менее 25 км литосферой островных дуг и отдельных секторов орогенов на западе Северной и Южной Америк, а также с блоками утолщенной до 75–100 км мощности опять-таки в пределах указанных орогенов. Краевые моря переходной области к активным окраинам выделяются не менее сложным распределением блоков литосферы с мощностью от 15–25 до 50 и даже до 75–100 км. Первые отвечают блокам океанской, а вторые – отторгнутым блокам континентальной коры.

Пассивные окраины отличаются широким развитием систем продольных и поперечных рифтов, где мощность литосферы порядка 50–75 км. Это значение на 25–35 км меньше, чем в сопредельных котловинах океанов и на 75–100 км меньше



Рис. 1. Принципиальная схема строения литосферы

1–4 – мощность литосферы: 1 – 5–10 км в срединно-океанических хребтах, 2 – порядка 25 км в рифтах пассивных окраин, котловинах краевых морей и внутриокеанских хребтах, 3 – от 75 км в некоторых блоках океанских плит и отдельных орогенов, 4 – от 150 км на платформах континентов до 350–450 км в области щитов; 5 – изолинии мощности, км, 6 – зоны субдукции

мощности литосферы в сопредельных районах континентов. Соответственно, в пределах пассивных окраин устанавливается высокоамплитудное поднятие раздела астеносфера/литосфера.

Литосфера континентов характеризуется, прежде всего, изменчивой мощностью от 75 до более чем 150 км в пределах платформ. Мощность возрастает до более 350–450 км под щитами древних платформ и иногда под небольшими внутрискладчатыми блоками. Блоки с максимальной мощностью литосферы рассматриваются в англоязычной литературе в качестве килей (keel) континентов [47].

Мезозойско-кайнозойские рифты континентов и отдельные крупные впадины обнаруживают сходство с пассивными окраинами и частично краевыми морями по мощности термической литосферы до менее 25–75 км, как, например, Паннонская впадина и Восточно-Африканские рифты [44, 70].

Складчато-надвиговые сооружения с проявлениями орогенного вулканизма на неотектоническом этапе обладают иной особенностью. Строение литосферы здесь осложнено развитием внутрикоровых зон частичного плавления, так называемых астенолинз с температурами порядка 600°C и ин-

версией вязкости от 10^{22} до 10^{21} и менее пуаз. В коре Кавказского региона астенолинза с кровлей на глубине 10–15 км была выявлена впервые по резкому падению в разрезе энергии сейсмических волн [4]. Наличие астенолинзы затем было подтверждено магнитотеллурическим зондированием [17]. В коре Кордильер Северной Америки аналогичная обстановка была намечена по области развития повышенного теплового потока, четвертичного вулканизма и низкой плотности верхней мантии [22]. В дальнейшем астенолинзы с температурами до 600°C были выявлены геофизическими методами в коре всех орогенов, характеризующихся молодой вулканической активностью. Детализация строения и физического состояния термической астеносферы в Каспийско-Кавказско-Черноморском регионе определила, что ее мощность изменяется от 10–25 и 50 до 150–200 км с общей тенденцией возрастания с возрастом тектонических структур. В строении подошвы астеносферы преобладает субширотная зональность с глубинами от 250 до 350–450 км. Диапазону глубин от 25–50 до 100 км соответствует давление от 8–15 до 30 кбар и в этих блоках была намечена обстановка частичного плавления [27]. Эти результаты по параметрам мощности и ча-

стичного плавления оказались эквивалентны значениям, полученным ранее для территории краевых морей бывшего СССР [1].

Распределение мощности термической астеносферы в указанном регионе оказалось аналогичным мощности сейсмической астеносферы вдоль Европейского геотраверза [50]. Под Балтийским щитом она составляет 75 км, под Европейской эпигерцинской платформой – 200 км, под орогенами Альп и Атласа – порядка 10–15 км, на западе Средиземного моря – порядка 100 км. Максимальной мощности в 300 км астеносфера достигает только в зонах субдукции современных островных дуг.

Таким образом, линейной тенденции возрастания или сокращения мощности астеносферы не наблюдается и она является значительно более сложной. По совокупности данных оказывается, что астеносфера – глобальная зона в верхней мантии, состоящая из одного или серии слоев со следующими свойствами: пониженной до 10^{19} – 10^{21} пуаз вязкостью; повышенной электропроводностью; пониженными на 0.1–0.2 км скоростями сейсмических волн; повышенным поглощением энергии сейсмических волн (пониженной добротностью); существенной анизотропией физического состояния в разрезе и по латерали. Верхний горизонт этой зоны – “термическая” – астеносфера характеризуется изменением мощности от менее 25 до 50–100 км в океанах и от 10–25 и 50 км в котловинах краевых морей до 100–200 км вблизи щитов на континентах. Частичное плавление имеет место в диапазоне температур от 1200–1300 до 1600–1700°C (рубеж ликвидуса) и давлений от 20–26 до 30–35 кбар [34, 53, 56]. Степень частичного плавления изменяется в термической астеносфере от 5–10% в срединно-океанских хребтах и 2–5% в рифтах, вулканогенных хребтах и, по-видимому, в астенолинзах молодых орогенов, до менее 2% в пределах океанских плит и окраин континентов. Под щитами и древними платформами частичное плавление отсутствует, и термическая астеносфера описывается как ньютоновская жидкость с вязкостью 10^{22} пуаз и более [46].

МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ МОЩНОСТИ ТЕРМИЧЕСКОЙ АСТЕНОСФЕРЫ

Задача изучения распределения мощности термической астеносферы *sensu stricto* определяется расчетом глубин температур 1200–1300 и 1600–1700°C. Методика расчета была разработана ранее при изучении строения литосферы [26, 64]. При этом учитывается, что близость петрологического состава астеносферы с веществом верхней мантии дает возможность использования методики и для изучения мощности астеносферы.

Методика основана на компьютерном решении стандартного уравнения связи тепловой поток – температура на любой глубине Земли с определением указанных глубин температур.

Значение температуры 1200°C, как известно, отвечает солидусу перидотита с инверсией вязкости в мантии от более 10^{21} до менее 10^{20} пуаз. Оно является средним для температуры солидуса, которая изменяется от 1150 до 1350°C, что зависит от мощности литосферы. Однако использование среднего значения является приемлемым при глобальном анализе.

Решение уравнения требует, кроме данных о тепловом потоке, знания параметров среднегодовой температуры на поверхности Земли и дне океанов, значений мощности осадочного чехла и основных слоев земной коры (гранито-метаморфического, гранулит-базитового), параметров теплопроводности и теплогенерации применительно к этим слоям.

Подготовка всех этих параметров для ввода в компьютер была выполнена в следующем порядке:

- обобщение более чем 20000 измерений теплового потока в океане и на континентах с составлением глобальной карты М-ба 1 : 25000000 [26];
- выяснение значений среднегодовой температуры на разных широтах по материалам географических атласов;
- обобщение данных по опубликованным работам о мощностях осадочного чехла и основных слоев земной коры;
- выбор оптимальных значений теплопроводности и теплогенерации из опубликованных работ с последующей их дифференциацией для крупных тектонических элементов (таблица).

Для оценки возможной ошибки расчетной мощности “термической” астеносферы было использовано построение методом наименьших квадратов серии парабол, характеризующих соотношения теплового потока с глубинами температуры 1200–1300 и 1600–1700°C, применительно к разным тектоническим элементам.

На основе парабол оказалось установленным, что связи между тепловым потоком и мощностью астеносферы (как и ранее для литосферы) являются нелинейными. Глубины температур сокращаются особенно резко в диапазоне значений теплового потока от 60–80 до 100–120 мВт м⁻² и более. Сравнение разброса расчетных значений глубин температур 1200–1300 и 1600–1700°C относительно парабол обнаруживает, что ошибка определения мощности астеносферы не превышает 10–15%. Такая ошибка при построении карты с сечением мощности в 25–50, 100, 200 и более километров не влияет на ее правомерность (рис. 2).

Теплофизические параметры тектоносферы

Тектонические районы	Мировой океан				Континенты			
	Океанской коры		Утоненной континентальной коры		Архей-протерозойской коры		Эпипалеозойской коры	
Комплексы	λ	A	λ	A	λ	A	λ	A
Неконсолидированных осадков	1.0	1.0	–	–	–	–	–	–
Консолидированных осадков	1.8	0.8	1.8	1.6	2.25	0.6	2.25	0.8
Верхнего (гранито-гнейсового) слоя	–	–	2.5	0.25	3.5	0.25	4.0	0.25
Нижнего (базальтового) слоя	2.3	0.14	2.5	0.14	4.5	0.1	5.0	0.4
Верхней мантии	2.85	0.044	3.35	0.044	7.0	0.044	8.0	0.044

Примечание. λ – теплопроводность (вт/м °С); А – теплогенерация (мв/м³).

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МОЩНОСТИ И ФИЗИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ ТЕРМИЧЕСКОЙ АСТЕНОСФЕРЫ

В осевой зоне спрединга вдоль срединно-океанских хребтов истинное значение мощности астеносферы остается пока дискуссионным. Сейсмическими наблюдениями здесь выявлена вертикальная линза с пониженными скоростями глу-

биной до 100 км, не имеющая прямой связи с восходящим потоком в мантии. По расчету определена лишь мощность магматической камеры в осевой зоне спрединга, которая составляет 2–5 км, что подтверждается на примере Исландии (см. рис. 2) [48, 58].

Вдоль склонов срединных хребтов мощность термической астеносферы со значениями от 25 до

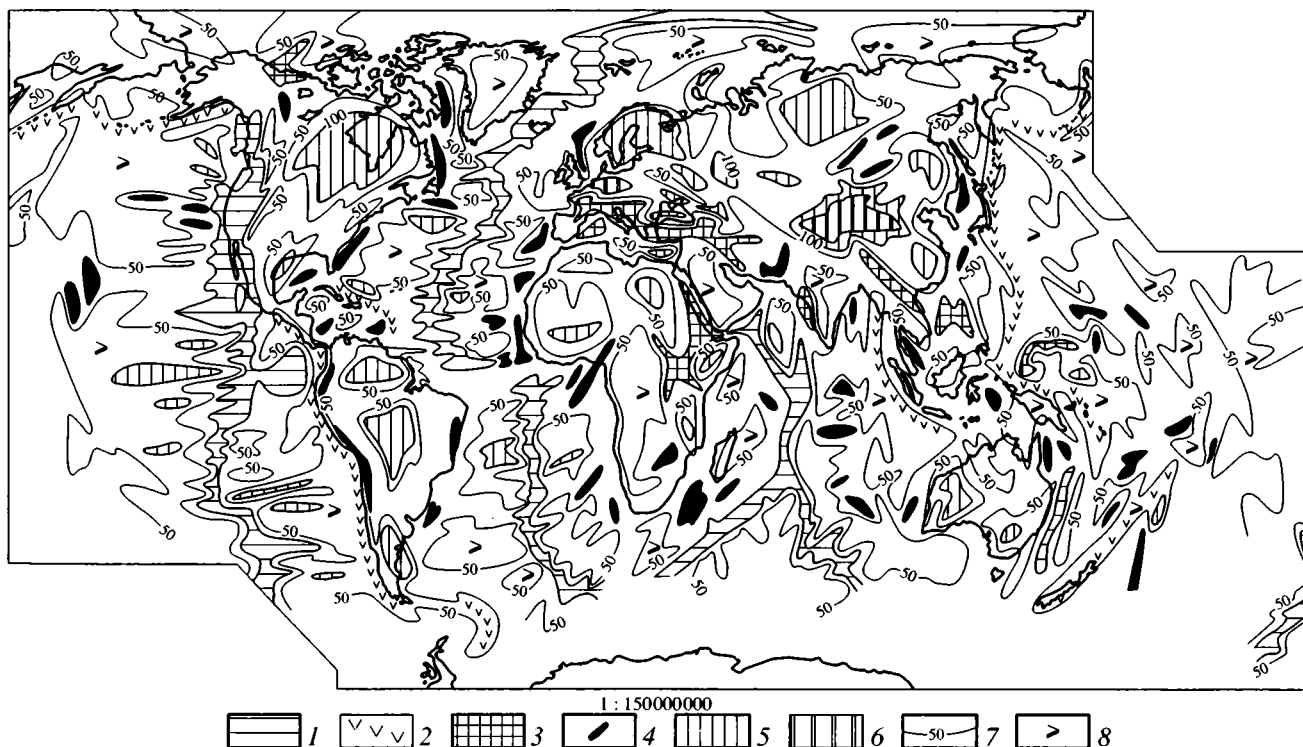


Рис. 2. Модель строения астеносферы в океанах и на континентах

1–6 – мощность астеносферы: 1 – от 2–5 км в магматических камерах зон спрединга, 2 – до 200 и более км в зонах субдукции, 3 – от 25 до 50 км в зонах высокого теплового потока, 4 – то же при небольшой площади зон высокого теплового потока, 5 – до 100 км в океанах и на континентах, 6 – более 200 км на континентах; 7 – изолинии мощности, км, 8 – мощность более 50 км

50 км намечается более определенно. По обе стороны склонов она имеет преимущественное продолжение вдоль трансформных разломов и устанавливается также в пределах части внутриокеанских вулканогенных хребтов (например, Императорского, Гавайского). В меньшей части вулканогенных хребтов мощность не превышает 25 км. Отмеченные зоны сокращенной мощности термической астеносферы разделяют обширные области глубоководных котловин с увеличенной до 100 км мощностью. На западном продолжении трансформных разломов Восточно-Тихоокеанского поднятия мощность является крайне дифференцированной, превышая в отдельных случаях 100 км и сокращаясь в других до 25–50 км. Аналогичная ситуация имеет место также вдоль трансформных разломов в Индийском и Атлантическом океанах. Не исключено, что блоки мощностью более 100 км являются реликтами древних зон субдукции, либо астеносферы континентов сохранившиеся при их раздвиге. В целом диапазон мощности, намеченной по расчету, коррелирует данным магнитотеллурических зондирований в океанах [6, 7, 20, 72].

Переходные области океан–континент различны по соотношению мощности термической астеносферы. Особенно это заметно на примере окраин Тихого океана. Вдоль континента Южной Америки мощность астеносферы порядка 100 км на океанской плите и до 200 км в зоне субдукции сопряжена затем с мощностью около 25 км, отвечающей астенолинзе в коре сооружений Анд. Кордильеры запада Северной Америки характеризуются продолжением в их пределы астеносферы зоны спрединга Восточно-Тихоокеанского поднятия и наличием внутрикоровой астенолинзы [22].

Пространства запада Тихого океана отличаются изменением мощности от менее 25 и 25–50 км в вулканогенных хребтах до 50–100 км в котловинах и непосредственно вблизи зон субдукции. Последние характеризуются в поперечном сечении мощностью термической астеносферы до 300 км, но неизвестным положением подошвы этой зоны, которая может быть имеет продолжение до поверхности внешнего ядра Земли. Подобное предположение следует из известных схем мантийной конвекции [18, 36].

Непосредственно в островных дугах мощность термической астеносферы вновь сокращается до 25–50 км и в задуговых котлованах до 25 км. Пространства с мощностью от 50 до 100 км единичны и отвечают здесь преимущественно разобщенным блокам континентальной коры с низким тепловым потоком. Область Индийского океана отличается, прежде всего, продолжением пояса магматических камер осевой зоны спрединга в системе Восточно-Африканских рифтов. Однако для данной системы удается все же наметить нижнюю

границу термической астеносферы и определить ее мощность в 25 км. Астеносфера создает ячеистую систему зон апвеллинга с почти полным растяжением литосферы и положением ее кровли вблизи земной поверхности [70].

На востоке вдоль Зондской активной окраины строение астеносферы принципиально идентично окраине Южной Америки. В области котловин блоки с мощностью астеносферы от 50 до 100 км разобщены обширными пространствами, где мощность имеет диапазон от 25 до 50 км. Внутриокеанские вулканогенные хребты и глыбовые поднятия аналогичной природы обладают мощностью термической астеносферы порядка 25 км. Эти тектонические элементы имеют здесь разную ориентировку – от субширотной (Бенгальская котловина) до северо-восточной и северо-западной (Мозамбикская и Сомалийская котловины). В рифтах окраин Индостана ориентировка от субмеридиональной до северо-западной и северо-восточной с элементами тройного сочленения.

Атлантический и Арктический океаны подобны Индийскому по развитию магматических камер в осевой зоне спрединга. Мощность этих камер, намеченная по результатам расчета термического режима, подтверждается результатами магнитотеллурических исследований в Исландии [48, 58].

На склонах срединного хребта и продолжениях трансформных разломов мощность термической астеносферы адекватна данным, приведенным выше для Тихого и Индийского океанов, т.е. от 25 до 50 км. Эти зоны сокращенной мощности разделяют обширные области глубоководных котловин, где она возрастает до более 50 км. В отдельных блоках Ангольской, Бразильской и Северо-Американской котловин мощности превышают 100 км.

Пассивные окраины двух рассматриваемых океанов характеризуются новым повсеместным сокращением мощности до менее 50 км. В осевых зонах рифтов этих окраин, имеющих продольную (субмеридиональную) и поперечную по отношению к срединному хребту ориентировку, мощность термической астеносферы сокращена, вероятно, до менее 25 км.

Окраины Арктического океана отличаются развитием обширных пространств с мощностью астеносферы 50–100 км. Между ними, как и в других рифтах, мощность сокращена до менее 25 и иногда 50 км (см. рис. 2).

В пределах морей Мексикано-Карибского и Средиземноморского регионов с субокеанской корой в котловинах строение астеносферы принципиально подобно котловинам океанов. В отторгнутых блоках континентальной или древней океанской коры (Восточное Средиземноморье) рассматриваемая мощность порядка 100–150 км.

В зонах позднейшего растяжения она сокращается до 25–50 и даже 10 км. Последние значения были выявлены на примере котловин Каспийского и Черного морей [3, 27].

Континенты резко отличаются от океанов по распределению мощности термической астеносферы. Оно характеризуется двумя индивидуальными особенностями – применительно к платформам и мезозойско-кайнозойским орогенам. Для платформ мощность от 30–40 км в районах сопредельных пассивным окраинам до значений более 50 км во внутренней области. Щиты и отдельные срединные массивы отличаются мощностью более 100 и до 300 км (Украинский щит), а зоны палеозойской коллизии (Западно-Европейская, Монголо-Охотская и частично Северного Памира – Циньлиня) порядка 200–250 км. Рифты, как и глубокие рифтогенные осадочные бассейны (Прикаспийский, Западно-Сибирский и др.), характеризуются мощностью сходной с пассивными окраинами, т.е. менее 25–50 км (см. рис. 2).

Специфика мезозойско-кайнозойских орогенов определяется развитием термической астеносферы на двух уровнях – локальном и региональном. Первый соответствует внутрикоровым астенолинзам мощностью 15–25 км, являющихся очагами орогенного вулканизма, что свидетельствует о значительной доле частичного плавления. Второй является элементом глобального слоя астеносферы. Детализация термического режима для центральной части Средиземноморского пояса обнаружила, что мощность астеносферы может достигать в пределах орогенов 150–250 км [27].

Для оценки правомерности выявленного распределения мощности термической астеносферы, а также ее соотношения с другими геофизическими типами, необходимо привести известные сведения о результатах магнитотеллурических и сейсмических зондирований. Идентичность определений для осевых зон спрединга была отмечена выше.

За их пределами мощность “электрической” и “сейсмической” астеносферы нарастает в направлении к активным и пассивным окраинам от 20–25 до 70–100 км с сокращением вдоль вулканогенных хребтов до 15 км [7, 6, 12, 13, 20, 61, 66]. Отличие этих значений от мощности термической астеносферы не превышает 10–20%. В переходной зоне активных окраин имеют место более сложные соотношения [20, 50, 59]. Непосредственно в островных дугах и задуговых морях мощность геофизических типов астеносферы составляет от 10–20 до 70 км при ее мощности в поперечном сечении зон субдукции от 90–150 (Марианская дуга) до 350 км (Японская дуга). Мощность термической астеносферы составила по расчету в этих тектонических элементах от 10–25 до 50 км, т.е. минимальные значения оказались

идентичными, а максимальные (до 70 км и выше) различны в 30–50%.

Для пассивных окраин сведения об “электрической” и “сейсмической” астеносферах автору неизвестны. Для древних платформ рассматриваемые мощности составляют от 30–50 до 100–200 км, включая внутренние массивы (например, Паннонский – 100 км). Средние значения составляют для древних платформ 80–120 и для молодых эпипалеозойских плит 70–80 км. В мезозойско-кайнозойских рифтах они от 130 (Мертвое море) до 150–180 км (Рейнский рифт). Эти значения приведены в ряде работ [9–11, 13, 19, 32, 44, 45, 55, 63, 71]. Если для платформ указанные значения почти идентичны с термической астеносферой, то для рифтов они превышают расчетную мощность в два и более раза.

Среднее значение двух сейсмоэлектрических астеносфер составляет в Средиземноморском поясе 140–200 км и Тихоокеанском альпийском поясе 90–150 км. Оно возрастает до более 200 км в варисцидах Европы и палеозоидах Тянь-Шаня – Циньлиня. Одновременно мощность внутрикоровых астенолинз была оценена в 15–20 км [1, 3, 4, 6, 10, 22, 32, 51, 70]. Приведенные значения только частично совпадают с оценкой мощности термической астеносферы. Это касается астенолинз и максимальной (более 200 км) мощности термической литосферы. На большей части протяженности орогенов расчеты были выполнены только до подошвы астенолинз, и прямое сопоставление с мощностью сейсмоэлектрической астеносферы оказывается пока невозможным.

Таким образом, распределение мощности термической астеносферы, намеченное в данной работе, не обнаруживает линейной связи с возрастом тектонических структур. Эта связь, по-видимому, более тесная с геодинамической обстановкой. В океане мощность, наряду с ее пространственными ундуляциями (вулканогенные хребты и поднятия), нарастает к активным окраинам и достигает максимума в зонах субдукции. По направлениям к пассивным окраинам мощность увеличивается в центральных областях глубоководных котловин и вновь сокращается в рифтах этих окраин. Континенты отличаются возрастанием мощности от мезозойско-кайнозойских рифтов к разновозрастным орогенам и палеозойским зонам коллизии, а также щитам древних платформ. Отсюда следует, что мощность нарастает почти повсеместно к зонам субдукции вне зависимости от времени этого процесса.

Физическое состояние астеносферы может быть намечено из совместного анализа распределения ее мощности с литосферой (рис. 1–3). Диапазон глубин ее кровли в океанах составляет от менее 5 до 15–100 км. На континентах эти глубины порядка от 75 до 450 км. Подошва термиче-

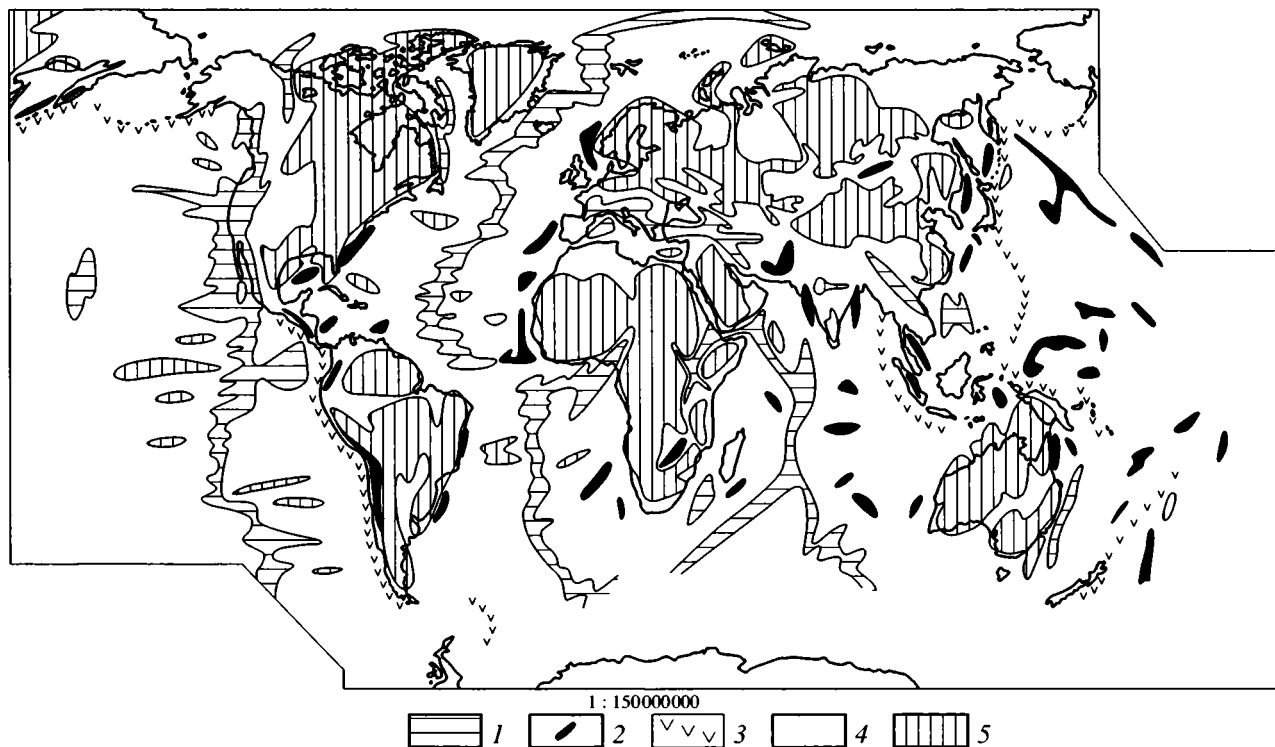


Рис. 3. Модель физического состояния астеносферы

1 – региональные пояса и зоны астеносферы в диапазоне глубин от 2–5 до 100 км с давлением от 2 до 30 кбар, частичное плавление 5–10%, 2 – локальные зоны астеносферы в аналогичном диапазоне глубин с частичным плавлением до 2–5%; 3–5 – астеносфера в диапазоне глубин: 3 – от 20–30 до 300–600 км в зонах субдукции, 4 – от 75 до 125 км и давлением от 23 до 45 кбар, частичное плавление до 2% и только в верхней части разреза астеносферы, 5 – от 125–250 до 350–450 и более км с давлением от 48–78 до 110–125 кбар, частичное плавление отсутствует

ской астеносферы, вероятно, находится в океанах на глубинах от 10–20 и 50 до 125–150 км. Первое минимальное значение приведено по результатам магнитотеллурических зондирований в Исландии [48, 58]. По простиранию глобальной системы осей спрединга минимальные глубины существенно изменяются, поскольку в области Восточно-Тихоокеанского поднятия подошва слоя пониженной скорости была выявлена на глубине около 200 км [60].

На континентах этот диапазон глубин более значителен и составляет от 50–125 до 650 км. Минимальное значение отвечает структурам типа Паннонской впадины [44]. Для континентов устанавливаются также существенные изменения физического состояния астеносферы по латерали, поскольку слой пониженной скорости продольных волн присутствует в верхней мантии плит и не был выявлен в мантии щитов [9].

Значения глубинного положения кровли и подошвы астеносферы, наряду с мощностью литосферы, дают основание судить о распределении давлений по ее разрезу. Диапазону глубин разреза астеносферы от 25–50 до 100 км соответствует давление от 8–15 до 30 кбар, обеспечивающее об-

становку частичного плавления (см. рис. 3). Этот диапазон имеет место, прежде всего, в разрезе срединных хребтов с трансформными разломами, где частичное плавление, как показано в ряде работ, составляет 5–10%. Аналогичный диапазон давлений в астеносфере намечается в вулканогенных хребтах, астенолинзах мезозойско-кайнозойских орогенов, а также термической астеносфере рифтов, включая переходные области континент-океан. Однако степень частичного плавления в астеносфере этих тектонических элементов ниже и не превышает 2–5%. Этот прогноз степени частичного плавления был выполнен давно [32]. На остальной обширной площади океанских котловин и окраин континентов давление в астеносфере составляет от 23 до 45 кбар, и частичное плавление может осуществляться только в верхней части ее разреза, не превышая 2% от объема.

На преобладающей внутренней части площади континентов диапазон давлений от 48–78 до 110–125 кбар, и частичное плавление отсутствует. Такое заключение подтверждается и результатами магнитотеллурических зондирований [6]. Астеносфера этой области, как это отмечено выше, скорее обладает свойствами вязкой ньютоновой жидкости [34].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Литосфера и астеносфера представляют собой наиболее контрастную верхнюю оболочку Земли с диапазоном мощности от 2–5 до 650 км. Соответственно, в зонах наиболее максимальной мощности эта оболочка занимает разрез верхней мантии в целом или почти в целом.

По латерали она испытывает существенные изменения физического состояния – от вязкой ньютоновой жидкости до частичного плавления. Последнее в зависимости от распределения давлений охватывает либо весь разрез астеносферы, либо лишь верхнюю часть разреза. Диапазон мощности термической астеносферы 50–200 км эквивалентен значениям, полученным ранее для континентов [62], территории бывшего СССР [1], запада Европы [50].

Физическое состояние астеносферы контролирует коренное различие в направленности тектонических движений между океанами и континентами. При повышенной степени частичного плавления возникает примат горизонтальных движений вплоть до спрединга и погружения литосферы в зонах субдукции, а отсутствие частичного плавления вызывает разнонаправленные вертикальные движения.

Дальнейшее изучение рассматриваемой оболочки с детализацией строения литосферы и астеносферы будет способствовать решению ряда теоретических и практических проблем, а именно: фундаментальным основам геотектоники [30, 31]; взаимодействию геодинамических систем в верхней мантии [14]; математическим моделям зон апвеллинга астеносферы [54]; отражению в ориентировке кристаллов оливина направлений течения вещества астеносферы [8]; закономерностям конвекции в астеносфере с накоплением “критической массы тепла” под суперконтинентами [18, 23, 36]; различиях в источниках выплавления базальтов из разных зон астеносферы и ее сегментации на крупные (суперрегиональные) блоки [45].

Автор в предыдущих работах обращался к обоснованию дифференциации апвеллинга на первичный и вторичный [24–26]. Первому принадлежат осевые зоны спрединга, а вторые являются производными от горизонтальных течений в астеносфере с периодическим изменением их пространственного положения [28, 38, 39, 40].

Пояса и зоны вторичного апвеллинга имеют различную природу: на океанских плитах, связанную с накоплением вещества астеносферы в зонах коробления литосферы под воздействием напряжений сжатия; в островных дугах, задуговых морях и окраино-континентальных горных поясах в результате апвеллинга над зонами субдукции.

Для щитов древних платформ, где астеносфера находится в диапазоне глубин от 400–450 до

650 км (вязкости 10^{21} – 10^{22} пуаз) в обстановке крайне высокого геостатического давления следует согласиться с мнением [34] о возможности ее перемещения по латерали.

Каждый этап миграции и оттока астеносферы вызывает возрастание мощности литосферы в районе докембрийских щитов и, напротив, ее утонение вплоть до раздвига в зонах апвеллинга.

Благодарности. Автор искренне признателен академику В.Е. Хаину за многолетнюю поддержку в исследованиях, академику Ю.Г. Леонову и академику О.А. Глинко за внимательный анализ работы и важные критические замечания, а также В.А. Антонову за помощь в подготовке рукописи к печати.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев А.С., Ваньян Л.П., Бердичевский М.Н. и др. Схема астеносферных зон Советского Союза // ДАН СССР. 1977. Т. 234. № 4. С. 790–793.
2. Артюшков Е.В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 327 с.
3. Аширов Т., Дубровский В.Г., Смирнов Я.Б. Геотермические и геоэлектрические исследования в Южном Каспии // ДАН СССР. 1976. Т. 226. № 2. С. 401–404.
4. Балавадзе Б.К., Тулиани Л.И. О неоднородности в строении коры Кавказского региона // ДАН СССР. 1974. Т. 217. № 6. С. 1397–1382.
5. Геоэлектрическая модель тектоносферы Евразийского складчатого пояса и сопредельных территорий / Ред. Белявский В.В., Кулик С.Н. НАНУ, “Знания”. 1998. 263 с.
6. Ваньян Л.П. О моделях глубинной электропроводности // Физика Земли. 1981. № 5. С. 57–66.
7. Ваньян Л.П., Харин Е.П., Осипова И.Л., Спивак В.А. Электропроводность океанической литосферы вблизи побережья Калифорнии // Физика Земли. 1977. № 6. С. 102–108.
8. Винник Л.П. Сейсмическая анизотропия мантии и ядра // Ред. А.О. Глико. Очерки геофизических исследований. М.: ОИФЗ РАН, 2003. С. 29–38.
9. Винник Л.П., Егоркин А.В. Низкоскоростной слой в мантии древних платформ по данным сейсмических наблюдений на данных профилях // Физика Земли. 1981. № 12. С. 12–18.
10. Вольвовский Б.С., Вольвовский И.С., Таль-Вирский Б.Б. Астеносфера – факты и предположения // Геофизический журнал. 1992. Т. 14. № 6. С. 11–12.
11. Гарецкий Р.Г., Данкевич И.В., Каратаев Г.И. Астеносфера запада Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 1996. № 6. С. 58–67.
12. Гайнанов А.Г. Гравитационное поле и плотностные модели литосферы и астеносферы океанов // Океанология. 1993. Т. 33. № 6. С. 904–914.
13. Гордиенко В.В., Кулик С.Н., Логвинов И.М. Астеносфера эпигерцинских платформ // Геофизический журнал. 1981. Т. 3. № 2. С. 32–41.

14. Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С. Введение в тектонофизику. М.: Университет, 2005. 495 с.
15. Городницкий А.М. Строение океанической литосферы по геолого-геофизическим данным // Геология и разведка. 1979. № 7. С. 11–28.
16. Городницкий А.М., Сорохтин О.Г. Карта мощности литосферных плит // Геофизика океанов. Геодинамика. М.: Наука, 1979. С. 181–181.
17. Гузунава Г.Е. Взаимосвязь некоторых геофизических полей и глубинного строения Кавказа. Тбилиси: Мецниереба, 1981. 180 с.
18. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. 2-е изд. Новосибирск: СО РАН, филиал, "ГЕО". 2001. 407 с.
19. Егоркин А.В., Кун В.В., Чернышев И.М. Поглощение продольных и поперечных волн в коре и верхней мантии Западно-Сибирской и Сибирской платформ // Физика Земли. 1981. № 2. С. 37–50.
20. Ерохов В.В. Электропроводность верхней мантии Тихого океана // Тихоокеанская геология. 1991. № 1. С. 3–11.
21. Каракин А.В., Курьянов Ю.В., Павленкова Н.И. Разломы, трещиноватые зоны и волноводы в верхних слоях земной оболочки. М.: ВНИИГеосистем., 2003. 224 с.
22. Кучай В.К., Вессон Р.Л. Неоднородность мантии, горячие зоны и кайнозойская тектоника запада США // ДАН СССР. 1978. Т. 243. № 4. С. 998–1001.
23. Левин Л.Э. 1982. Перерывы в океанской седиментации и механизм внутрилитового тектогенеза // ДАН СССР. 1982. Т. 262. С. 1211–1214.
24. Левин Л.Э. Элементы глобальной динамики литосферы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 10. С. 3–18.
25. Левин Л.Э. Литосфера Земли: типы, мощность и динамика на основе данных о глобальном распределении теплового потока // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 1997. Т. 1. С. 299–303.
26. Левин Л.Э. Литосфера океанов и континентов и ее взаимодействие с динамикой астеносферы // Изв. Секции наук о Земле. РАЕН. 1999. Вып. 3. С. 61–81.
27. Левин Л.Э. Модель строения термической литосферы и астеносферы в Каспийско-Кавказско-Черноморском регионе // Докл. РАН. 2005. Т. 400. № 5. С. 675–678.
28. Милановский Е.Е. Новейшая фаза глобальной активизации процессов расширения Земли // Геотектоника. 1996. № 3. С. 3–12.
29. Милановский Е.Е., Никишин А.М. Западно-Тихоокеанский рифтовый пояс // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1988. № 4. С. 3–16.
30. Пуцаровский Ю.М. Геологическое выражение нелинейных геодинамических процессов // Геотектоника. 1998. № 1. С. 3–14.
31. Пуцаровский Ю.М. Движущиеся континенты // Геотектоника. 2004. №3. С. 3–12.
32. Рябой В.З. Нижняя литосфера и астеносфера центральных и восточных районов Северной Евразии // Физика Земли. 1985. № 2. С. 26–39.
33. Соллогуб В.Б. Структуры поверхности астеносферного слоя Украины // Докл. АН Украины. 1995. Т. Б. № 11. С. 18–20.
34. Сорохтин О.Г., Ушаков А. Глобальная эволюция Земли. М.: Изд-во МГУ, 1991. 445 с.
35. Тараканов Р.З., Левый Н.В. Полиастеносферная модель верхней мантии Земли по сейсмологическим данным // Докл. РАН. 1995. Т. 176. № 3. С. 10–21.
36. Трубицин В.П., Рыков В.В. Мантийная конвекция с плавающими континентами // Проблемы глобальной геодинамики. М.: ГЕОС, 2000. С. 7–28.
37. Тулиани Л.И. Сейсмичность и сейсмическая опасность: на основе термодинамических и реологических параметров тектоносферы. М.: Научный мир, 1999. 209 с.
38. Хаин В.Е. Расслоенность Земли и многослойная конвекция на основе подлинной глобальной геодинамической модели // Докл. АН СССР. 1989. Т. 308. № 6. С. 1437–1440.
39. Хаин В.Е., Зверев А.Т. Проблемы конвекции в мантии и коре Земли // Докл. РАН. 1991. Т. 319. № 3. С. 699–703.
40. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Университет, 2005. 599 с.
41. Чермак В. Геотермическая модель литосферы и карта мощности литосферы на территории СССР // Физика Земли. 1982. № 1. С. 25–38.
42. Чермак В. Тепловой поток и глубинное строение Европы. Докл. 27 Междуна. геол. конгресса // Геофизика. 1984. Т. 8. С. 94–110.
43. Adam A. Die structur der Erdcrustel und des oberen Erdmantels in Panonian Becken auf Grung magnetotellurischer unterauchunger // Frliberg Forschungshefte. Leipzig: Geophysik, 1989. Vol. 440. P. 44–61.
44. Adam A., Vanyan L.L., Varlamov D.A. et al. Depth of crustal conducting layer and asthenosphere in Panonian Basin determined by magnetotellurics // Phys. Earth Plan. Interiors. 1982. Vol. 28. № 3. P. 251–260.
45. Agrawi P.K., Pandey O.P. 1999. Reievance of hot underlying asthenosphere to the occurence of Latur earthquake and Indian Peninsular // J. Geodyn. Vol. 28. № 2–3. P. 303–316.
46. Anderson D.L. Theory of the Earth, Blackwell, Malden, Mass, 1989. 366 p.
47. Artemieva I.M., Mooney W.D. Thermal thickness and evolution of Precambrian lithosphere: a global study // J. Geophys. Res. 2001. Vol. 106. № B8. P. 16387–16441.
48. Bewblo M., Bjrsson A. Magnetotelluric investigation of layer crust and upper mantic beneath Iceland // J. Geophys. 1978. Vol. 45. P. 1–16.
49. Berry M., Knopoff L. Structure of the upper mantle under western Mediterranean basin // J. Geophys. Res. 1967. Vol. 72. P. 209–215.
50. Blundell D.J. The Legacy of the European geotraverse // Tectonophysics. 1999. Vol. 314. P. 7–16.
51. Ben Ismail W., Barroul G., Vaucher A. Mantle root anisotropy of the Kaapvaal craton (South Africa) from petrofabric analysis // Abs. EUG9 Strasburg-France. 1997. P. 72.

52. *Chen Guoda*. On the geotectonic nature of the Fan-Wei rift system // *Tectonophysics*. 1987. Vol. 143. № 1–3. P. 217–223.
53. *Egger D.H.* CO₂ cause partial melting in the low-velocity layer of the mantle // *Geology*. 1976. Vol. 4. № 2. P. 69–72.
54. *Gliko A.O., Grachev A.F., Magnitsky V.A.* Thermal model for lithosphere thinning and associated uplift in the neotectonic phase of intraplate orogenic activity and continental rifts // *J. Geodyn.* 1985. Vol. 28. № 2–3. P. 303–316.
55. *Grad M.* Seismic model of the earth's crust and upper mantle for the East European platform // *Phys. Earth Planet Inter.* 1998. Vol. 51 P. 182–184.
56. *Green D.H., Liebermann R.C.* Phase equilibria and elastic properties of a pyrolite model for the oceanic upper mantle // *Tectonophysics*. 1976. Vol. 32. № 1–2. P. 61–92.
57. *Gutenberg B.* Crustal layers of the continents and oceans // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1951. № 5. P. 400–427.
58. *Hersis G.P., Bjornsson A., Pedersen L.D.* Magnetotelluric survey across the active spreading zone in Southwest Iceland // *J. Volc. Geoth. Res.* 1984. Vol. 20. P. 253–256.
59. *Kennet B.L.N., Clitheroe G., Van der Hilst R.D.* The Australian lithosphere // *Abs. IASPEI 1997. The 29th Ass. Inter. Assoc. Seismology and Phys. of the Earth Interior.* Saloniki, Greece. 1997. P. 45.
60. *Knopof L., Wielandt E.* Structure of the upper mantle under the East Pacific Rise // *Antarctic J. US.* 1982. Vol. 17. № 5. P. 46–48.
61. *Kurtz R.D.* Magnetotelluric interpretation of crustal and mantle structure in the Greenville Province // *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 1982. Vol. 70 P. 373–397.
62. *Levi K.G., Lysak S.V.* Tectonic movements and thermal evolution of the lithosphere // *J. Geodyn.* 1986. Vol. 5. P. 113–132.
63. *Levin L.E.* The migration of asthenosphere upwelling in the time and space and its connection with plate tectonics // *Proc. Intern. Sym. of New Concepts in Global Tectonics.* Tsukuba, Japan. 1998. P. 19–25.
64. *Levin L.E., Viskovsky Yu.A.* The heat flow of the Earth: geothermal gradients and thermal regime, set of maps at 1 : 25000000 scale // *Proc. Intern. Conference "The Earth's thermal field and related research methods".* 1998. P. 151–153.
65. *Mariller F., Mueller St.* Structure of the upper mantle in the Northeastern Atlantic close to the Azores-Gibraltar ridge from surface-wave and body-wave observation // *Tectonophysics*. 1982. Vol. 90. P. 195–213.
66. *Mechie J., Ryberg T., Lorenz F., Egorkin A., Solodilov L., Fuchs K.* 1997. Major features of the vertical velocity structure of the mantle beneath Northern Eurasia from long-range seismic records of peaceful nuclear explosions // "Europrobe Conf. Earth's Upper Mantle Structure Based on Integrated Geological and Geophysical Studies". 1997. P. 2.
67. *Pollack H.N., Chapman D.S.* On the variation of heat flow geotherms and lithosphere thickness // *Tectonophysics*. 1977. Vol. 38. P. 279–296.
68. *Priestly K., Qiu X., McKenzie D.* The lithosphere structure of Southern Africa // *Abs. EUG9, Strasburg, France.* 1997. P. 84.
69. *Rokytiansky I.I., Amirov V.K., Kulik S.N. et al.* The electric conductivity anomaly in the Carpatians // *Ed. A. Adam. Geoelectronic and geothermal studies. KAPG Geophys. Mong.* 1976. P. 604–612.
70. *Savage J.E.G., Long R.E.* Lithospheric structure beneath Kenya dome // *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 1985. Vol. 82. P. 461–477.
71. *Sollogub V.B., Chekunov A.V.* The lithosphere of South-eastern Europe based on geophysical data // *Int. Geol. Rev.* 1984. Vol. 26. № 3. P. 303–313.
72. *Vanyan L.L., Kharin E.P., Shilovsky P.E.* On the upper mantle electric conductivity near the Bermudes // *Phys. Earth Planet Inter.* 1978. Vol. 16. № 2. P. 7–9.

Рецензенты: А.О. Глико, Ю.Г. Леонов

Structure of the Thermal Lithosphere and Asthenosphere beneath Oceans and Continents

L. E. Levin

Russian State Geological Prospecting University, Miklukho-Maklaya ul. 23, Moscow, 117997 Russia

e-mail: leo.levine@rambler.ru

Abstract—The lithosphere and asthenosphere make up a common geodynamic system but are characterized by different physical parameters. The former has a temperature of 1200–1300°C, a density of 3.3 g/cm³, and a viscosity of 10²² poise, while the latter has a density of 3.23 g/cm³, a viscosity in the range 10²¹–10^{18–19} poise, and a temperature of 1600–1700°C. The asthenosphere is distinguished by a great variability of its physical state in the lateral and vertical directions. This circumstance necessitates the recognition of the different types of the asthenosphere: seismic (LVZ zone), electrical, thermal, and seismological. The structure and the physical state of the thermal asthenosphere is considered in this paper on the basis of *P–T* parameters. Its state normally fits viscous Newtonian liquid beneath the continents and provides partial (5–20%) melting in spreading zones and along continental margins. No partial melting is detected beneath the main portion of the continents. The interaction between the asthenosphere and lithosphere is characterized by spatiotemporal migration of partial melting zones and asthenosphere upwelling, and such interaction determines the entire range of geodynamic processes from spreading and rifting to collision and vertical motions of different senses.

УДК 550.34(262.8)

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СЕЙСМИЧНОСТИ СРЕДНЕГО КАСПИЯ И ИХ ВОЗМОЖНАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

© 2006 г. С. А. Ковачев, В. Г. Казьмин, И. П. Кузин, Л. И. Лобковский

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

Поступила в редакцию 11.11.2005 г.

В результате кратковременных (3 месяца) донных сейсмологических наблюдений в районе Яламо-Самурской структуры Среднего Каспия обнаружена глубинная компактная зона очагов мантийных землетрясений, наклоненная под Юго-Восточный Кавказ. В первом приближении ее можно рассматривать как своеобразный сейсмофокальный слой, характеризующий поддвиг структур Туранской плиты под Юго-Восточный Кавказ. Однако полученное пространственное распределение очагов микро- и слабых землетрясений недостаточно надежно из-за низкой апертуры наблюдательной сети донных сейсмографов. Более уверенное суждение о наличии и параметрах сейсмофокального слоя в мантии района можно было бы сформулировать на основе результатов наблюдений сетью с достаточно широким разбросом донных сейсмографов (до 50–100 км). В случае подтверждения описываемого результата, возможно, потребуются уточнения существующих представлений о взаимодействии альпийских структур Юго-Восточного Кавказа, Туранской и Южно-Каспийской плит. Приведен предварительный анализ геотектоники Кавказа в этом аспекте.

ВВЕДЕНИЕ

Для уточнения сейсмической опасности сооружений нефтегазового комплекса на Яламо-Самурской структуре в Среднем Каспии примерно в 30 км от побережья Дагестана летом 2004 г. были проведены детальные сейсмологические наблюдения с донными сейсмографами конструкции ИО РАН и других организаций. Исследованный район расположен в зоне сочленения альпийских структур Юго-Восточного Кавказа и Скифско-Туранской платформы. Он характеризуется сложным геологическим строением, многие аспекты которого остаются не расшифрованными или являются дискуссионными. Сложность геологического строения отражается в структуре земной коры и геофизических полях. По имеющимся данным в направлении от Кавказского побережья, в сторону Среднего Каспия происходит резкое сокращение мощности земной коры от 50–55 км до 40 км (градиент мощности составляет от 0.2 км/км до 0.6 км/км).

К югу от Аграханского побережья примерно до Дербента протягивается меридионально гравитационная ступень отрицательных аномалий в редукции Буге, которая затем испытывает резкий изгиб и далее продолжается в юго-восточном направлении до Красноводского залива [3]. Отрицательная гравитационная аномалия, очевидно, связана с глубоким погружением фундамента и накоплением мощной толщи осадков. В целом эта аномалия совпадает с границей платформы и альпийских структур Большого Кавказа и Южного

Каспия или с передовым прогибом Большого Кавказа.

Региональный магнитный линеймент проходит, скорее всего, вдоль той же границы. По всей вероятности, эта магнитная аномалия обусловлена особенностями структуры земной коры, так как температуры в верхней мантии выше точки Кюри, при которой происходит потеря магнитных свойств вещества.

Отмеченные геолого-геофизические особенности Яламо-Самурского района следует иметь в виду при обсуждении сейсмологических данных.

Необходимо отметить, что мантийные землетрясения (глубины 45–90 км) на акватории Среднего Каспия фиксировались неоднократно. Наиболее известны из них сильные землетрясения с $M > 6$. Первое достоверное сообщение относится к землетрясению 1911 г. ($M = 6.4$, $h = 30–70$ км, более точно 46 км). Эпицентр этого землетрясения расположен под южным бортом Дербентской впадины, к северо-востоку от Апшеронского п-ова. Согласно макросейсмическим данным сейсмический эффект на побережье Дагестана составил 5 баллов [9]. Первые инструментальные сведения о мантийном землетрясении, возникшем под западным бортом Дербентской впадины примерно в 50 км к востоку от Дербента, относятся к землетрясению 1935 г. ($M = 6.3$, $h \sim 90$ км). Кроме этих упомянутых сейсмических событий известны также следующие мантийные землетрясения: 1931 г. ($M = 6.2$, $h \sim 70$ км), 1961 г. ($M = 6.6$, $h \sim 64 \pm 10$ км) и 1963 г. ($M = 6.2$, $h \sim 55$ км) [9].

Мантийные землетрясения к северу от Апшеронского порога и на Юго-Восточном Кавказе традиционно связываются с поддвигом в северном или северо-восточном направлении субокеанической литосферы Южно-Каспийской микроплиты под Апшеронский порог [13, 14, 16, 17, 22]. Полученные сейсмологические данные заставляют предполагать, что соотношения крупных литосферных блоков – Кавказа, Скифской платформы и Южно-Каспийской микроплиты, могут иметь более сложный, чем предполагалось, характер, и что западнее Апшеронского порога может происходить противоположно направленное погружение глубинного материала под структуры Юго-Восточного Кавказа. Локальные очаги мантийной сейсмичности значительно большей интенсивности, чем в рассматриваемом регионе, известны в коллизионных поясах (зона Вранча в Карпатах, Гиндукуш). Такая “остаточная” сейсмичность связывалась с независимым погружением мантийной части континентальной литосферы в зонах континентальной коллизии [15]. Полученных данных недостаточно для того чтобы решить, возможен ли в какой-то мере подобный прогресс в зоне взаимодействия Скифской платформы и Большого Кавказа. Сейчас можно говорить лишь о постановке проблемы.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Как уже отмечено выше, в задачу детальных сейсмологических исследований Яламо-Самурской структуры и ее окрестностей в радиусе 100 км было изучение сейсмичности с целью уточнения сейсмической опасности проектируемых инженерных сооружений. Для решения этой задачи была развернута сеть из 10 донных сейсмографов, 4 из которых были расставлены по углам “большого” прямоугольника со сторонами 15 и 20 км, образуя внешний контур регистрации. Столько же станций были установлены внутри, по углам “малого” прямоугольника, со сторонами 5 и 6 км. Наконец, одна станция располагалась в центре малого прямоугольника и последняя, десятая, вблизи центра площадки. Большинство донных станций были буйкового типа (6 ДС), и по ним получена основная сейсмологическая информация, так как 4 самовсплывающие ДС были утеряны.

Параметры донных станций неоднократно публиковались в печати (см., например, [11, 12]). Не вдаваясь в подробности, отметим, что основные параметры регистрации следующие: полоса регистрируемых частот – 3–30 Гц, динамический диапазон записи – от 96 до 120 дБ, реализуемое увеличение сейсмометрических каналов – до 500000 и выше, автономность до 45 суток и более для отдельных типов приборов. Такие характеристики приборов дают возможность регистрировать очень слабые толчки – микроземлетрясения

с магнитудами M_L от 0 до 2.5 ($M \sim 0.5\text{--}3.0$), что позволяет получить достаточно представительную сейсмологическую информацию в течение коротких сроков наблюдений. Так, за 90 суток регистрации на Яламо-Самурском участке удалось получить записи порядка 150 микро- и слабых землетрясений с $M_L = 0.1\text{--}3.5$ ($M \sim 0.6\text{--}4.0$) в районе радиусом 180 км вокруг центра наблюдательной сети. Кроме того, донными сейсмографами зарегистрировано свыше ста удаленных землетрясений на эпицентральных расстояниях от 200 до 2000 км.

Локализация гипоцентров производилась по программе НУРО-71 [24] на основе скоростного разреза для Предкавказского участка профиля Волгоград–Нахичевань [6], экстраполированного на район Среднего Каспия. Вследствие больших размеров района и ограниченной апертуры наблюдательной сети ошибки определения эпицентров достигали ± 10 км, глубин гипоцентров до ± 20 км.

РЕЗУЛЬТАТЫ НАБЛЮДЕНИЙ

В результате интерпретации записей донных станций была построена карта эпицентров микро- и слабых землетрясений в радиусе 125 км вокруг центра наблюдательной сети (рис. 1). Общей особенностью сейсмичности по данным сети донных станций является повышенная сейсмическая активность прибрежной части акватории по сравнению с активностью побережья. Этот результат отличается от характеристики сейсмичности по наблюдениям региональных станций, расположенных на суше, согласно которым картина пространственного распределения обратная. Такое расхождение, по-видимому, является следствием различия в размещении и чувствительности сухопутных и донных станций. Первые, будучи расположенными с одной стороны по отношению к сейсмоактивной области в прибрежной части акватории и имея меньшую чувствительность в десятки раз (примерно в 25–50 раз), практически не регистрируют землетрясения с $M < 3.5$. Кроме того, вследствие одностороннего расположения сухопутных станций по отношению к сейсмоактивной области возникает эффект “притяжения” эпицентров землетрясений сетью этих станций.

В расположении эпицентров микро- и слабых землетрясений вокруг Яламо-Самурского участка прослеживаются следующие тенденции. Более плотная группа в северо-западной части района вытянута почти перпендикулярно побережью, а, следовательно, и к простирацию структур. В восточной и юго-восточной частях района намечаются простирающие группы эпицентров, субпараллельные побережью. Более явно эта тенденция прослеживается в расположении эпицентров

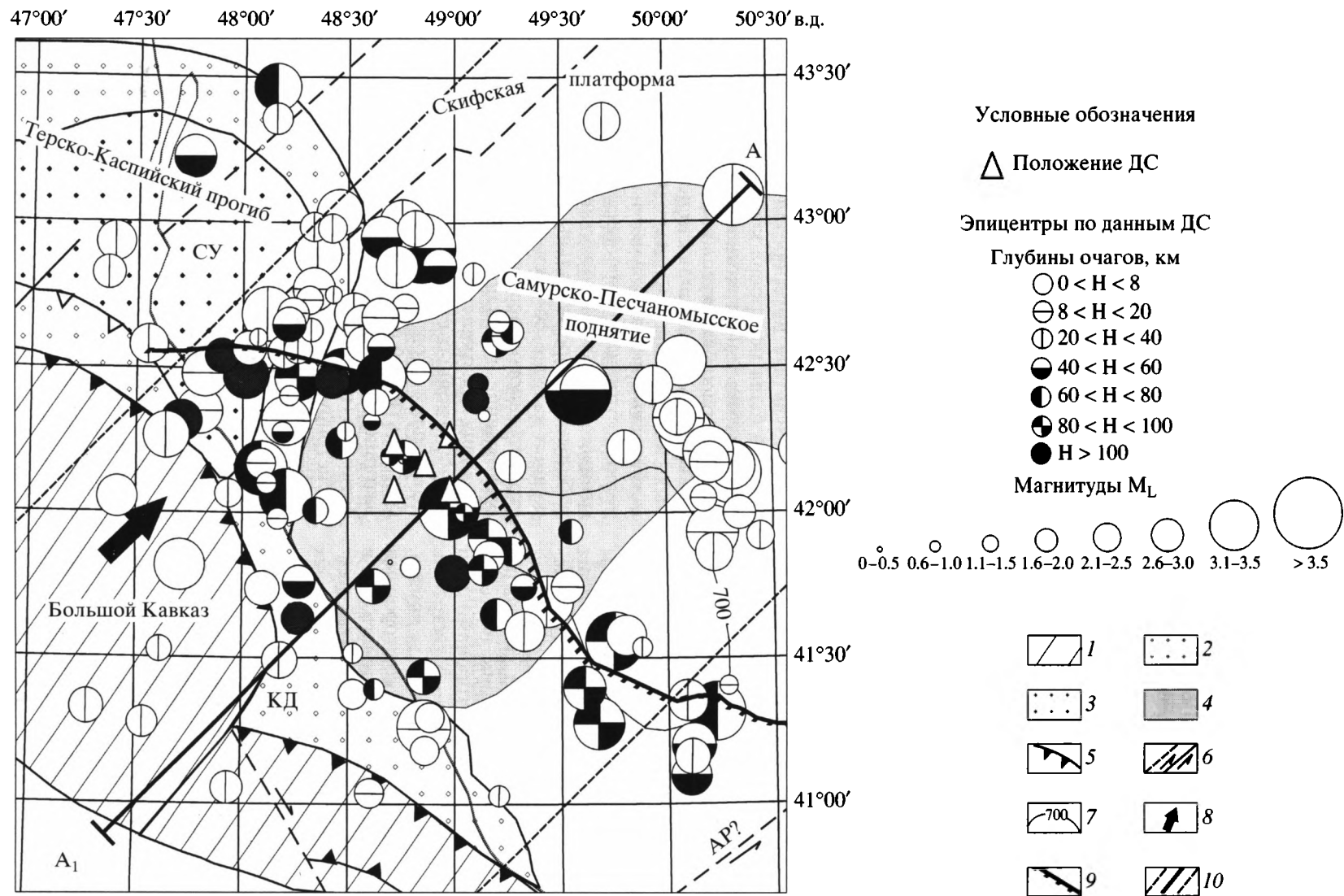


Рис. 1. Карта эпицентров слабых землетрясений и микроземлетрясений Яламо-Самурского района, зарегистрированных донными станциями

1 – горно-складчатые сооружения; 2 – предгорные и передовые прогибы; 3 – наиболее глубокая впадина передового прогиба; 4 – поднятие; 5 – надвиги; 6 – сдвиги; 7 – контур наиболее глубокой части Среднекаспийской котловины; 8 – движение Кавказа относительно Скифской платформы; 9 – граница Скифской платформы; 10 – границы зоны (± 100 км), из которой снесены гипоцентры на вертикальную плоскость А–А₁.

А–А₁ – след вертикальной плоскости, на которую спроецированы гипоцентры землетрясений. АТЛ – Агархан-Тбилиси-Левантийская структура; СУ – Сулакская впадина; КД – Кусаро-Дивичинский прогиб; АР – Араксинский разлом

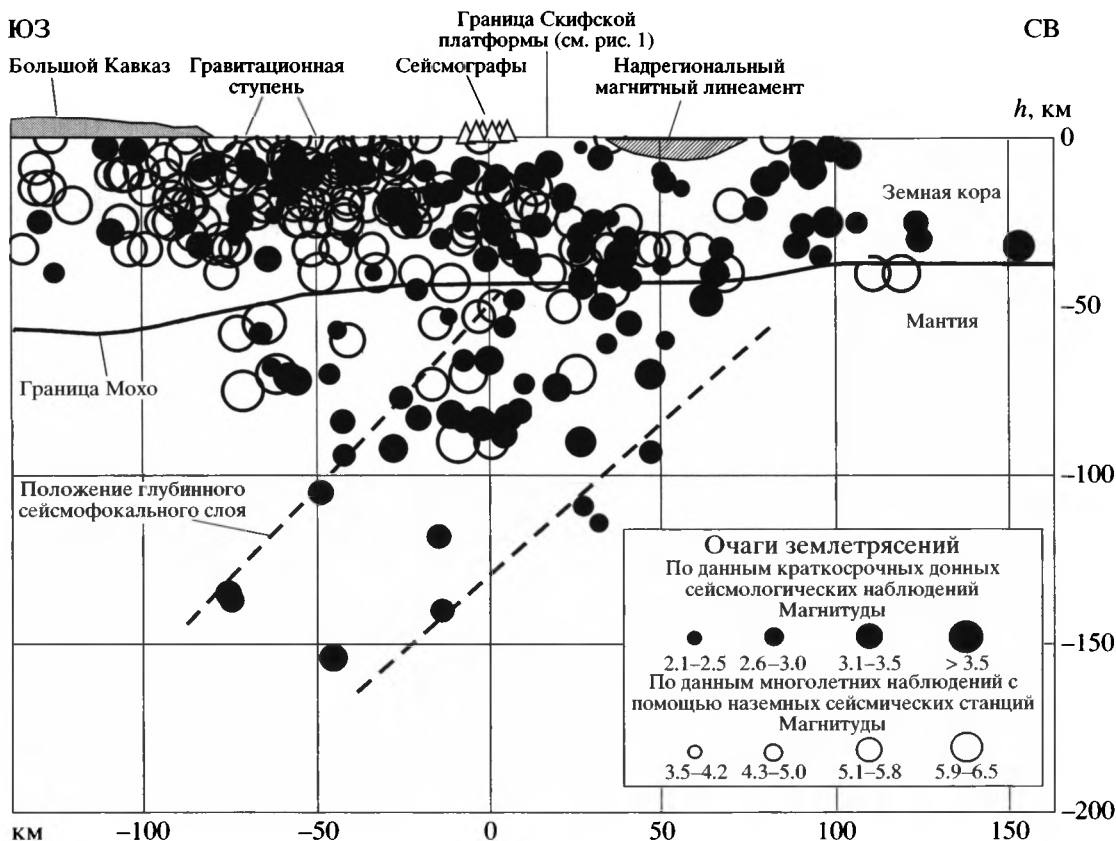


Рис. 2. Вертикальный разрез через очаговую зону вдоль линии А–А₁ (см. рис. 1)

землетрясений юго-восточной (прибрежной) части района.

Следует отметить еще одну особенность в распределении землетрясений по данным донных станций – это тенденция к заглублению гипоцентров микро- и слабых землетрясений в юго-западном направлении, в сторону структур Юго-Восточного Кавказа до 100–150 км. Более четко она проявляется при проецировании гипоцентров землетрясений на вертикальную плоскость, проходящую через центр Яламо-Самурского участка в направлении с северо-востока на юго-запад (азимут примерно 210°). На рис. 2 приведена проекция гипоцентров землетрясений из полосы шириной по 100 км по обе стороны от вертикальной плоскости А–А₁ (см. рис. 1). В этом случае на глубинах свыше 70–80 км просматривается наклонная сейсмофокальная зона. Ее “мощность” составляет около 40 км, а угол наклона под структуры Юго-Восточного Кавказа – примерно 35°.

Следует отметить, что субвертикальная группа мантийных землетрясений под Яламо-Самурской площадкой на глубинах 55–95 км наблюдаются и по данным региональных станций, но они малочисленны и не распространяются далее ±25 км от проекции центра района. Все данные о

гипоцентрах глубже 100 км соответствуют землетрясениям с $M_L \geq 1.6$.

Условный до известной степени характер обнаруженной сейсмофокальной зоны определяется значительным рассеянием мантийных микро- и слабых землетрясений как над верхней ее границей (в большей степени), так и под нижней и далее, в сторону акватории на расстояниях от 50 до 175 км от центра сети донных станций. Одной из возможных причин разброса гипоцентров в верхней мантии могут быть значительные ошибки их локализации (см. выше).

В связи с ограниченной апертурой сети донных сейсмографов возникает вопрос о надежности регистрации мантийных землетрясений на значительных гипоцентральных расстояниях (от 105 до 160 км). С целью идентификации мантийных землетрясений использованы как форма записи, так и форма спектра волн *P* и *S* (рис. 3–5). Из сейсмологической практики известно, что на записях землетрясений с очагами в земной коре амплитуды *P*-волн в несколько раз меньше, чем на записях *S*-волн (от 5 до 10 и более раз). В то же время при землетрясениях в мантии это различие снижается от 1.5 до 2 раз (см., например [12]). Что касается спектров сейсмических волн, то они долж-

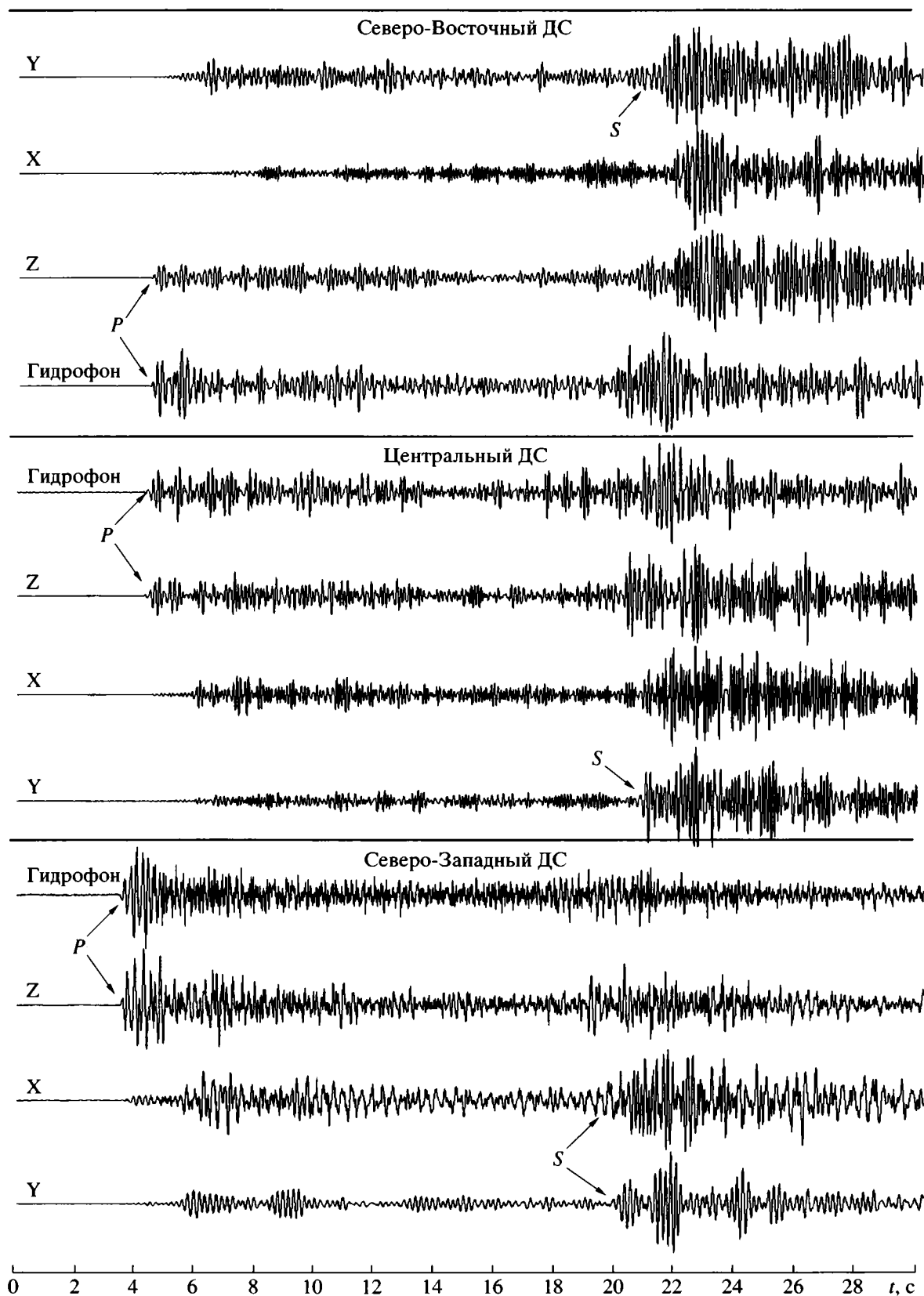


Рис. 3. Сейсмограммы мантийного землетрясения с глубиной очага 154 км и $M_L = 2.6$, зарегистрированного в трех разных точках в районе Яламо-Самурской структуры. Z, X, Y – записи вертикального и двух горизонтальных сейсмических каналов соответственно

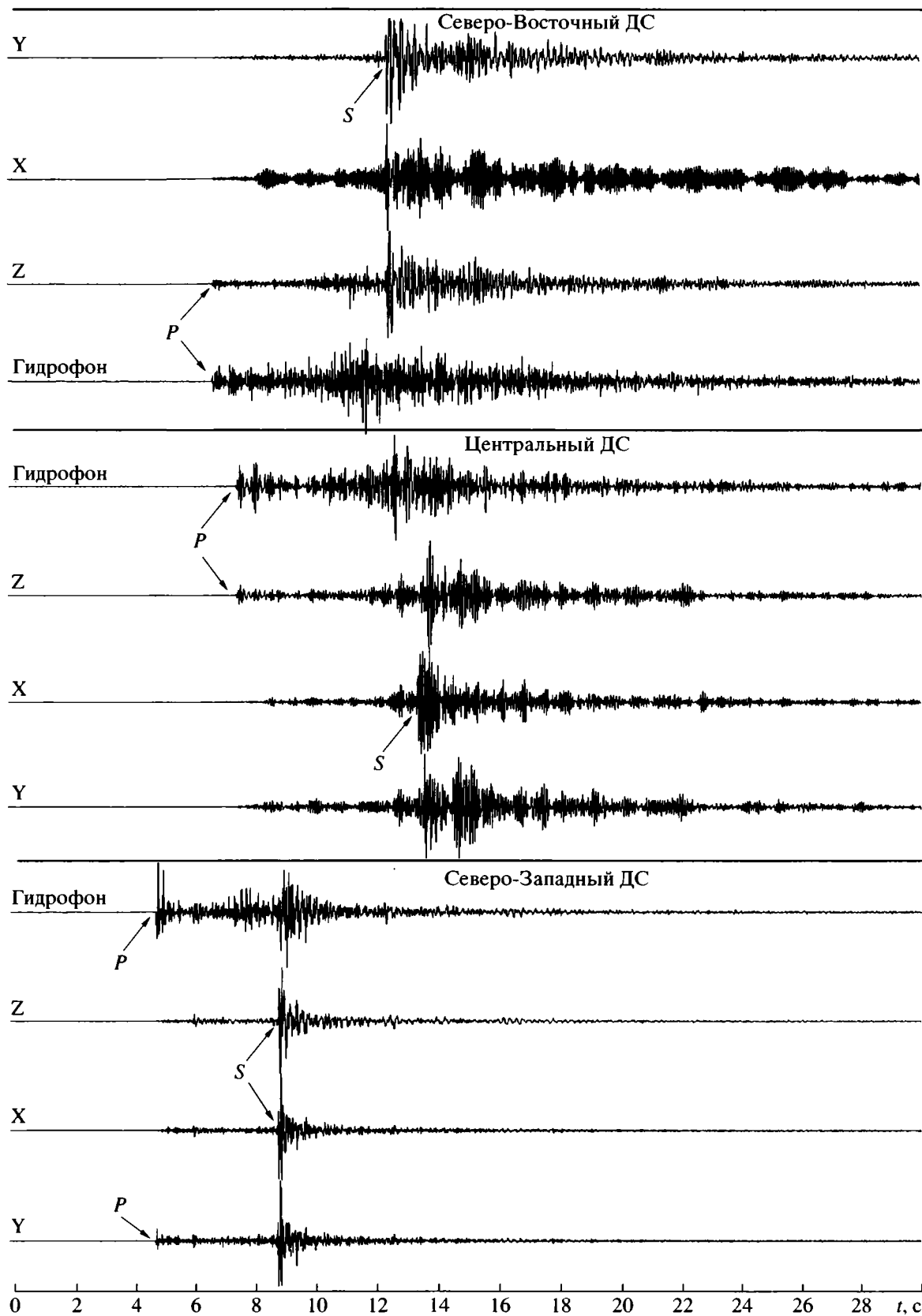


Рис. 4. Сейсмограммы корового землетрясения с глубиной очага 25 км и $M_L = 2.6$, зарегистрированного в трех разных точках Яламо-Самурской структуры

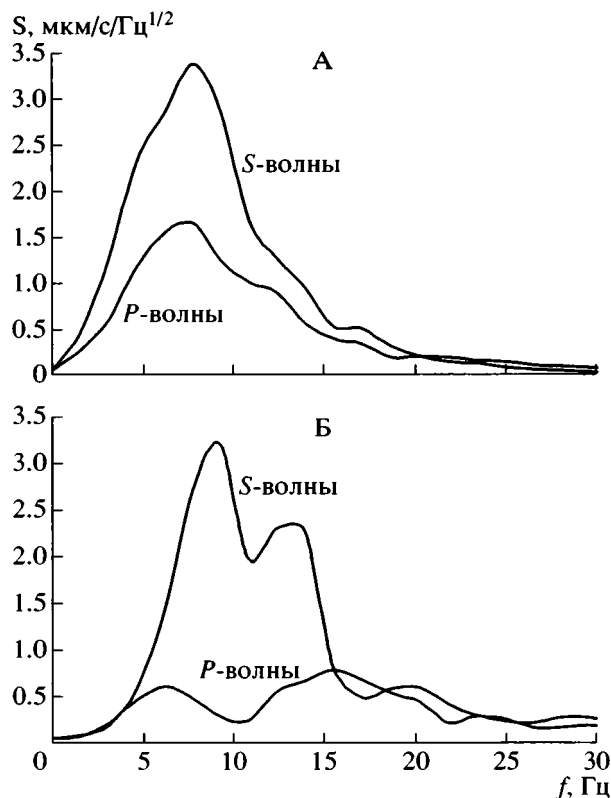


Рис. 5. Спектры S - и P -волн мантийного (А) и корового (Б) землетрясений, записи которых представлены на рис. 3, 4

ны быть более низкочастотными для мантийных землетрясений вследствие повышенного коэффициента поглощения в мантии. Изложенные соображения иллюстрируются рис. 3–5. Кроме того, разброс значений S - P (разность времен прихода S и P волн) от станции к станции для мантийных землетрясений существенно меньший, чем для коровых землетрясений. В нашем случае для мантийных землетрясений с глубиной очага свыше 60 км различие величин S - P не превышало 2 с, а для коровых оно могло достигать 5–6 с.

Наконец, не последнюю роль в распределении мантийных землетрясений на рис. 2 играют их энергетические характеристики. Из графика повторяемости этих землетрясений следует, что без пропусков сетью донных станций регистрировались события с $M_L \geq 1.5$ ($M \geq 2$). Следовательно, на рис. 2 были нанесены только гипоцентры землетрясений с $M_L \geq 1.5$ ($M \geq 2$).

С учетом рассмотрения всех факторов, определяющих распределение мантийных землетрясений вполне вероятно существование своеобразной сейсмофокальной зоны. Более определенное суждение об этом феномене мантийной сейсмичности высказать трудно. Одной из причин неопределенности такого заключения является тот

факт, что описываемое пространственное распределение мантийных землетрясений получено по данным сети наблюдений с малой апертурой. Более уверенное суждение по этому поводу можно было бы сформулировать на основе результатов наблюдений сетью с достаточно широкой расстановкой донных сейсмографов (до 50–100 км). В случае подтверждения описываемого результата, возможно, потребуется пересмотр существующих представлений о взаимодействии альпийских структур Юго-Восточного Кавказа и Туранской плиты.

НЕКОТОРЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ПРОБЛЕМЫ

Новые данные о возможной глубинной сейсмофокальной зоне, направленной с севера или северо-востока под Кавказ, заставляют вновь обратиться к фундаментальным проблемам тектоники этого региона. Возможно ли крупномасштабное надвигание Кавказа на Скифскую платформу или, что то же самое, поддвигание последней под Кавказ? В этом плане большое значение имеют давно подмеченные различия в кинематике движений Западного и Восточного Кавказа. Более 30 лет тому назад было подмечено, что оба эти сектора Кавказа разделяются левосдвиговой зоной, протягивающейся от западной окраины Дагестанского клина, через Большой Кавказ и Закавказье вплоть до Левантинского разлома Западной Аравии [26]. Впоследствии возможность существования этой структуры не раз обсуждалась [7], ее реальность была подтверждена Н.В. Короновским [5], выделившим транскавказскую сдвиговую зону под названием Аграхан-Тбилиси–Левантинской (АТЛ). Можно привести дополнительные аргументы в пользу существования АТЛ и уточнить ее положение (рис. 6).

Хотя в пределах Предкавказья АТЛ не прослеживается в виде единого крупного разлома, ее существование убедительно доказывается резкими структурными различиями западной и восточной частей Терско-Каспийского прогиба. Для западной части характерно пологое погружение фундамента Скифской платформы в южном направлении до глубин порядка 10 км. В Чеченской и Осетинской впадинах, непосредственно примыкающих к горному сооружению Большого Кавказа, северный склон Кавказа моноклинально погружается под кайнозойские отложения прогиба, причем никаких признаков надвигания большекавказских структур на север нет. Погружение предгорного прогиба имеет здесь явно компенсационный характер, возможно, акцентированный синформным изгибом поверхности фундамента в процессе альпийского сжатия.

Восточный сектор Терско-Каспийского прогиба имеет принципиально другое строение. Оро-

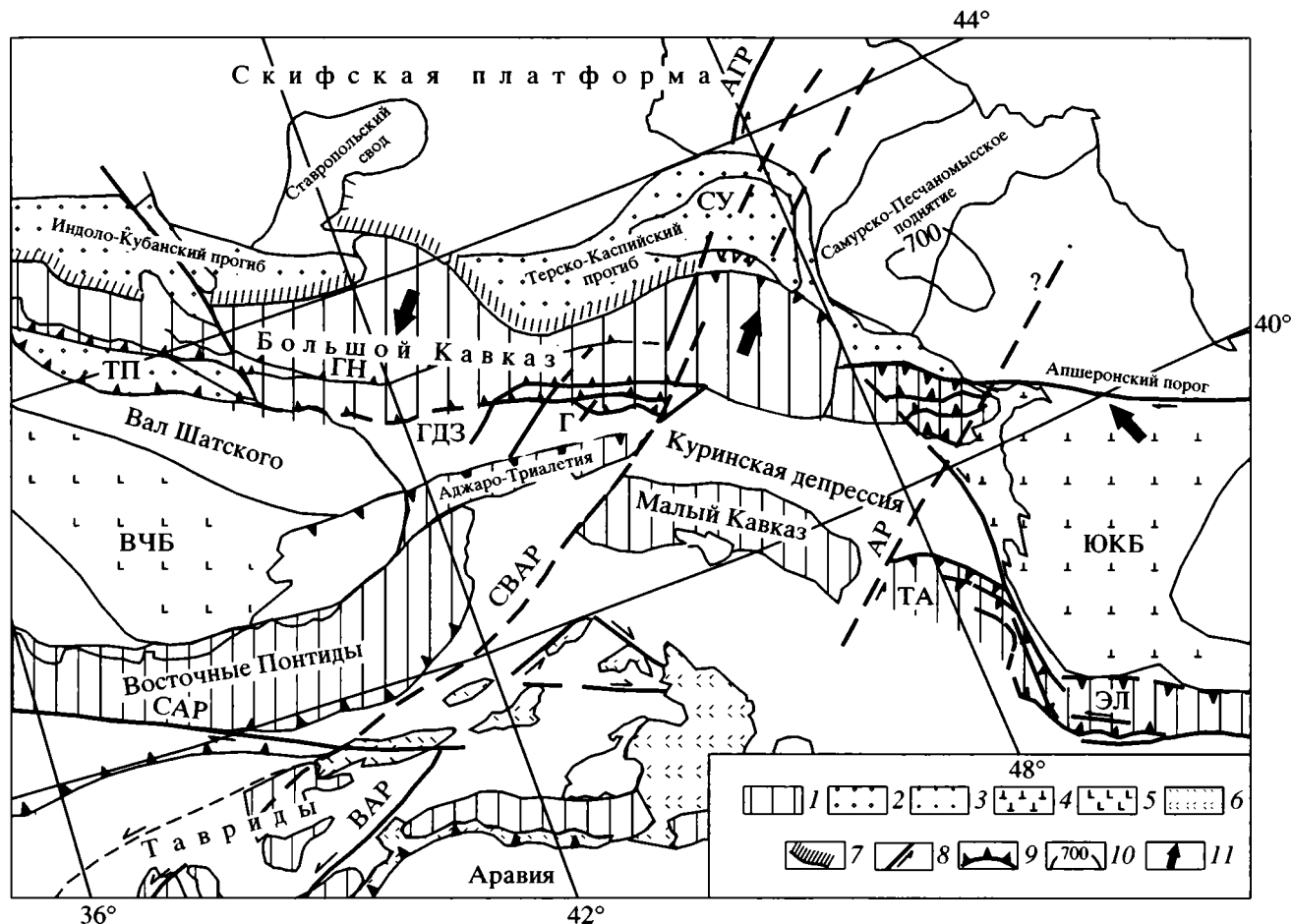


Рис. 6. Некоторые структурные элементы Кавказского сегмента Альпийского пояса

1 – горно-складчатые сооружения; 2 – предгорные и передовые прогибы; 3 – наиболее глубокая впадина передового прогиба; 4, 5 – области с корой: 4 – субокеанического типа; 5 – сильно утоненной континентальной; 6 – офиолиты, меланж; 7 – моноклиальный склон; 8 – сдвиги; 9 – надвиги; 10 – контур наиболее глубокой части Средне-Каспийской котловины; 11 – движение блоков Кавказа и Южного Каспия относительно Евразии.

Буквенные обозначения: АГР – Аграханский разлом; АР – Араксинский разлом; ВАР – Восточно-Анатолийский разлом; ВЧБ – Восточно-Черноморский бассейн; Г – покровы Гомборского хребта; ГН – Главный надвиг Большого Кавказа; ГДЗ – Гагра-Джавская зона; КД – Кусаро-Дивичинский прогиб; САР – Северо-Анатолийский разлом; СВАР – Северо-Восточный Анатолийский разлом; СУ – Сулакская впадина; ТА – Талыш; ТП – Туапсинский прогиб; ЭЛ – Эльбурс; ЮКБ – Южно-Каспийский бассейн

ген Большого Кавказа образует здесь выдвинутый к северо-востоку Дагестанский клин. В пределах фронтальной зоны клина и его северного обрамления – Нараттюбинской складчато-надвиговой зоны – домайкопские отложения нарушены многочисленными сближенными взбросами и надвигами с преобладающей северной вергентностью. В поднятиях фронтальной зоны Дагестанского клина поверхность фундамента находится на отметках 3.0 км, в Нараттюбинской зоне эта поверхность резко опущена до 7.0 км. Не вызывает сомнения, что Дагестанский клин надвинут на Нараттюбинскую зону, представляющую собой деформированную окраину расположенной севернее Сулакской впадины. Последняя характе-

ризуется максимальными для Терско-Каспийского прогиба глубинами – более 11 км. Таким образом, механизмы образования Сулакской впадины и впадин западного сектора в корне отличны: в развитии Сулакской впадины важную роль играет традиционный для передовых прогибов механизм надвигания орогена на край платформы и эластичного изгиба последнего. Различия в строении между западным и восточным сектором Терско-Каспийского прогиба подтверждают, что сектора разделены левым сдвигом.

Северо-восточным ограничением Дагестанского клина является зона Южного Дагестана, которую обычно характеризуют как внутреннюю деформированную часть передового прогиба [10].

Здесь выделяются несколько разломов северо-восточного простирания, имеющих характер взбросо-сдвигов, причем сдвиговая составляющая, по-видимому, является главной. При этом передовой прогиб резко сужается, вероятно, из-за того, что к фронту Большого Кавказа подходит крупное Самурско-Песчаномысское поднятие, блокирующее поддвижение Скифской платформы под Кавказ. К югу от поднятия, перед фронтом юго-восточных отрогов Большого Кавказа развивается небольшой Кусаро-Дивичинский передовой прогиб. В целом надвигание Кавказа на Скифскую платформу (или, скорее, поддвиг последней под Кавказ) в Южнодагестанской зоне возможно, но, судя по поверхностной структуре, оно невелико. Важно, что в отличие от Дагестанского клина, движения по разломам в Южном Дагестане происходили и в пост-майкопское, вплоть до современного, время.

В осадочном комплексе Большого Кавказа АТЛ прослеживается фрагментарно и недостаточно уверенно. Зато она очень четко выражена в пределах Куринской депрессии в северной части Закавказского массива. К востоку от АТЛ фундамент депрессии погружен до глубин свыше 10 км, западнее он обнажен в Дзирульском массиве. Одновременно разломы, относящиеся к системе АТЛ, ограничивают с востока Аджаро-Триалетскую и Гагра-Джавскую зоны Закавказья. Особенно четко положение данной зоны разломов можно видеть на недавно опубликованной “Геодинамической карте Кавказа” [21]. Далее к юго-западу АТЛ смыкается с Северо-Восточным Анатолийским разломом – левым сдвигом со смещением порядка 5.0 см/год [19].

Непосредственно к западу от АТЛ развита система молодых покровов Гомборского хребта, в которых меловые отложения надвинуты на акагыльские осадки плиоцена. Здесь также развиты встречные, направленные на север фронтальные надвиги Аджаро-Триалетской зоны. Далее молодые южновергентные надвиги прослеживаются вдоль южного края кристаллического ядра Кавказа, по северному борту Гагра-Джавской зоны и, наконец, вдоль континентального склона Черного моря. К востоку от АТЛ надвигание Кавказа на Куринскую депрессию, по-видимому, также значительно. В отличие от западного сектора, фронтальные части надвигов здесь частично погребены под молодыми отложениями и устанавливаются по геофизическим данным и бурению [2]. Многочисленные молодые южно-вергентные надвиги обнажены на крайнем юго-востоке Кавказа в Кобыстане. Как показал структурный анализ, во фронтальной части эти надвиги переходят в неглубокую (около 4 км) поверхность срыва и образуют подобие “kozyрька” шириной около 20 км [2, 18]. Никакого эластичного изгиба фундамента в связи с этой мелкой структурой не отмечено. Можно

было бы предположить, что более глубинным является надвиг (или поддвиг) на северной окраине Юго-Восточного Кавказа, перед фронтом которого расположен Кусаро-Дивичинский прогиб. Однако по последним данным такого надвига нет [2], следовательно, прогиб не относится к категории флексурных.

Изложенное показывает, что поддвиг Скифской платформы под Дагестанский клин и Юго-Восточный Кавказ возможен, хотя масштаб этого явления остается неизвестным. Таким образом, в принципе и с оговорками, существование сейсмофокальной зоны, падающей на юг или юго-запад под Кавказ нельзя исключить. Однако остаются серьезные проблемы. В первую очередь они касаются взаимоотношений асейсмичного и относительно жесткого блока – Южно-Каспийской микроплиты [1, 4] и Скифской платформы в зоне Апшеронского порога.

Большая часть Южно-Каспийской впадины подстилается корой мощностью 15–20 км. По геофизическим свойствам ($V_p = 7.1$ км/с, характер прохождения волн S_n и L_g) эта кора близка к океанической, но отличается вдвое большей мощностью. По мнению ряда исследователей [25 и др.] она может быть как новообразованной, так и древней, испытавшей утонение и переработку. Не раз высказывались соображения, что эта кора поддвигается вдоль Апшеронского порога под Средний Каспий [13, 14, 16, 17, 22]. Главным основанием для этого как раз и были глубокофокусные (до 100 км) землетрясения в широкой полосе к северу от Апшеронского порога.

В последние годы были сделаны попытки определить параметры движения Южно-Каспийской микроплиты относительно Среднего Каспия [18, 23]. Согласно глобальной плито-тектонической модели, горизонтальное сокращение между Ираном и Евразией в меридиональном направлении составляет 30–35 мм/год [20]. В модели, построенной по данным GPS, эта величина равна 20–25 мм/год [27]. Сокращение распределяется в основном между тремя зонами: Загросом, Эльбурсом и Апшеронским порогом [23]. Поле скоростей, построенное этими авторами с использованием данных о деформации при землетрясениях, показывает, что общее горизонтальное сокращение в Эльбурсе и на Апшеронском пороге составляет 15–20 мм/год. Движение Эльбурса (Ирана) по отношению к Южному Каспию составляет не более 13–17 мм/год по азимуту 210° , а Южного Каспия по отношению к Евразии (Скифской платформе) не менее 7–10 мм/год по азимуту $>300^\circ$, где 300° – азимут простирания Апшеронского порога. В последнем случае скорость раскладывается на две компоненты: правый сдвиг вдоль Апшеронского порога и поддвиг под Скиф-

скую платформу, ориентированный в северо-восточном направлении.

Если зона поддвига Скифской платформы под Восточный Кавказ действительно существует, между ней и противоположно направленной зоной поддвига южно-каспийской литосферы под Скифскую платформу должен существовать разделяющий трансформный разлом северо-восточного простирания. Выявить такой разлом пока не удается. Предположительно в качестве трансформной границы можно рассматривать Араксинский разлом, однако признаков неотектонической активности вдоль него не отмечено, а его продолжение в Каспийском море пока не установлено.

Другая проблема связана с самим характером предполагаемого поддвига под Юго-Восточный Кавказ. Глубокое погружение континентальной литосферы Скифской платформы под мощную литосферу Кавказа вряд ли возможно. С другой стороны, сейсмологические данные говорят о значительной (до 150 км) глубине сейсмофокальной зоны. Важно и то, что некоторые мантийные гипоцентры расположены под акваторией Каспия на удалении от коллизийного фронта Большого Кавказа, например под Яламо-Самурским сводом. Для объяснения этих явлений можно использовать гипотезу Л.И. Лобковского о расслаивании литосферы в зонах коллизии и независимо "проскальзывании" и погружении ее мантийной части [8]. Можно предположить, что на коровом уровне подвиг Скифской платформы под структуры Кавказа уже практически невозможен. В этом случае мантийная часть литосферы может независимо погружаться в зоне поддвига, используя в качестве "астенослоя" слой с пониженной прочностью в нижней коре. В этом плане интерес представляют данные о напряженном состоянии литосферы в пределах западной части Среднего Каспия [17]. Здесь на глубине 50–75 км выделяется мантийный блок, характеризующийся высокой степенью напряженности порядка 240–280 МПа. Возможно, такой жесткий блок играет роль индентора, погружающегося под Кавказ.

Очевидно, что попытки увязать данные о выделенной сейсмофокальной зоне с геологической обстановкой носят пока гипотетический характер. Для убедительного решения возникших проблем в настоящее время недостаточно данных. Необходимо расширение геофизических и, в первую очередь, детальных сейсмологических исследований в области Апшеронского порога и юго-восточного фронта Большого Кавказа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По данным детальных сейсмологических наблюдений с донными станциями на Яламо-Самурском поднятии летом 2004 г. обнаружена наклоненная под Юго-Восточный Кавказ глубинная зона мантийных землетрясений. Эта зона простирается до глубины 150 км, имея мощность около 40 км и угол наклона примерно 35°. В первом приближении ее можно рассматривать как своеобразный сейсмофокальный слой, характеризующий подвиг структур Туранской плиты под Юго-Восточный Кавказ.

Анализ региональной геодинамики Кавказа позволяет допустить возможность надвигания Дагестанского клина и Южнодагестанской зоны Юго-Восточного Кавказа на Туранскую платформу или ее подвиг под структуры Кавказа. Однако остается нерешенным вопрос о соотношении этого движения с встречным поддвигом к северу Южно-Каспийской впадины под Апшеронский порог. По имеющимся данным эта проблема не разрешима, для ее решения необходимо: а) повторение детальных сейсмологических исследований на основе расширенной сети донных станций в Яламо-Самурском районе (увеличение разноса ДС до 50–150 км) с целью уточнения параметров выявленной зоны, б) проведение таких же исследований в области Апшеронского порога и юго-восточного фронта Большого Кавказа.

Авторы выражают глубокую благодарность В.Е. Хаину за критическое обсуждение текста. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 04-05-64184).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Варданетян А.Н.* Позднекайнозойская тектоника плит Черноморско-Каспийского региона // *Океанология*. Т. 19, № 6. С. 81–96.
2. *Геология Азербайджана Т. IV. Тектоника Азербайджана / Ред. В.Е. Хаин, Ак.А. Ализаде.* Баку, Nafta-Press, 2005. 506 с.
3. *Глумов И.Ф., Маловицкий Я.П., Новиков А.А., Секин Б.В.* Региональная геология и нефтегазоносность Каспийского моря. М.: Недра, 2004. 342 с.
4. *Казьмин В.Г., Лобковский Л.И., Пустовитенко Б.Г.* Современная кинематика микроплит в Черноморско-Южно-Каспийском регионе // *Океанология*. 2004. Т. 44. № 4. С. 600–610.
5. *Короновский Н.В.* Аграхан-Тбилиско-Левантинская левосдвиговая зона – важнейшая структура Кавказского региона // *Докл. РАН*. 1994. Т. 337. № 1. С. 75–78.
6. *Краснопевцева Г.В.* Глубинное строение Кавказского сейсмоактивного региона. М.: Наука, 1984. 109 с.
7. *Кулошвили С.И.* Некоторые вопросы неотектоники и сейсотектоники Кавказа в связи с его совре-

- менной геодинамической обстановкой // Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982. С. 105–111.
8. Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 251 с.
 9. Новый каталог сильнейших землетрясений на территории СССР / Под ред. Н.В. Кондорской и Н.В. Шебалина. М.: Наука, 1977. 535 с.
 10. Орел В.Е., Распопов Ю.В., Скрипкин А.П. и др. Геология и нефтегазоносность Предкавказья. М.: ГЕОС, 2001. 298 с.
 11. Соловьев С.Л. Достижения и проблемы морской сейсмологии. М.: Наука, 1997. 336 с.
 12. Соловьев С.Л., Ковачев С.А., Кузин И.П., Воронина Е.В. Микросейсмичность Эгейского и Тирренского морей по наблюдениям донных сейсмографов. М.: Наука, 1993. 160 с.
 13. Уломов В.И. Объемная модель динамики литосферы, структуры сейсмичности и изменений уровня Каспийского моря // Физика Земли. 2003. № 5. С. 5–17.
 14. Уломов В.И., Полякова Т.П. Динамика сейсмичности бассейна Каспийского моря // Физика Земли. 1999. № 12. С. 76–82.
 15. Хаин В.Е., Лобковский Л.И. Условия проявления остаточной мантийной сейсмичности Альпийского пояса Евразии // Геотектоника. 1994. № 6. С. 12–20.
 16. Халилов Э.Н., Мехтиев Ш.Ф., Хаин В.Е. О некоторых геофизических данных, подтверждающих коллизионное происхождение Большого Кавказа // Геотектоника. 1987. № 2. С. 54–60.
 17. Юдахин Ф.Н., Шукин Ю.К., Макаров В.И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 320 с.
 18. 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. Vol. 366. № 3–4. P. 233–239.
 19. Barka A., Saroglu F., Emre O., Kuscu L. Active faults of Turkey // J. Earthquake Predict. Res. 1996. Vol. 5. № 3. P. 403–412.
 20. DeMetz C., Gordon R.G., Argus D.F., Stein S. Current plate motions // Geophys. J. Intern. 1990. Vol. 10. P. 425–478.
 21. Geodynamic Map of the Caucasus / Ed. S.A. Kekelia. Tbilisi, 2001.
 22. Granath J.W., Bagganz O.W. A review of Neogene subsidence mechanism for the South Caspian basin // IGCP Project. № 369 “Comparative evolution of Peri-Tethyan rift basins”. 3-d Ann. Meeting. Cairo. 1996. Abstract book. P. 24–25.
 23. Jackson F., Priestley K., Allen M., Berberian M. Active tectonics of the South Caspian basin // Geophys. J. Intern. 2002. Vol. 148. P. 214–245.
 24. Lee W.H.K., Lahr J.C. HYPO-71 (Revised): A computer program for determining hypocenter, magnitude and first motion pattern of local earthquake. 1985. US. Wash (D.C.) Geol. Serv. Open-file Rep. 75–311. 114 p.
 25. Mangino S., Priestly K. The crustal structure of the southern Caspian region // Geophys. J. Intern. 1998. Vol. 133. P. 630–648.
 26. Nowroozi A. Seismotectonics of Persian plateau, Eastern Turkey, Caucasus and Hindukush regions // Bull. Seismol. Soc. of Amer. 1971. V. 61. № 3. P. 27–39.
 27. Nilforoushon F., Masson F., Vernant P. et al. GPS network monitors the Arabia–Eurasia collision in Iran // J. Geodesy. 2003. Vol. 77. P. 411–422.

Рецензенты: В.Е. Хаин, Н.В. Короновский

New Data on Seismicity of the Middle Caspian Basin and Their Possible Tectonic Interpretation

S. A. Kovachev, V. G. Kaz'min, I. P. Kuzin, and L. I. Lobkovsky

*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Nakhimovskii pr. 36, Moscow, 117997 Russia
e-mail: kovachev@ocean.ru*

Abstract—Short-term (three months) bottom seismic observations in the area of the Yalam–Samur structure in the Middle Caspian Basin revealed a deep-seated compact zone of mantle-earthquake sources that dips beneath the southeastern Caucasus. To a first approximation, this zone may be interpreted as a seismofocal layer that characterizes thrusting of the Turan Plate under the southeastern Caucasus. However, the obtained spatial distribution of sources of microearthquakes and weak earthquakes is insufficiently reliable owing to the low aperture of the observation network of bottom seismographs. More reliable data on the position and parameters of the seismofocal layer could be obtained by the observation network with a wider spread of bottom seismographs (up to 50–100 km). If this result is confirmed, the current concept of interaction between the Alpine structures of the southeastern Caucasus, Turan, and South Caspian plates should probably be revised. The geotectonics of the Caucasus is preliminarily analyzed in the light of the newly revealed relationships.

УДК 551.244.3(571.53)

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЗВИТИЯ ТУНКИНСКОЙ ВЕТВИ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ

© 2006 г. А. В. Парфеев, В. А. Саньков

Институт земной коры СО РАН, 664039, г. Иркутск, Лермонтова, 128

Поступила в редакцию 14.06.2005 г.

В работе проведен анализ реконструкций кайнозойского палеонапряженного состояния земной коры юго-западного фланга Байкальской рифтовой системы (Тункинской системы впадин). Сопоставление полученных реконструкций, в том числе датированных полей напряжений, с плейстоцен-голоценовыми деформациями в зонах активных разломов, с современным напряженным состоянием (сейсмотектоническими деформациями, рассчитанными по фокальным механизмам землетрясений) с учетом известных фактов о геологической истории развития Тункинской системы впадин позволило установить эволюцию поля напряжений и условия ее формирования. С олигоцена и до конца миоцена – начала плиоцена здесь в трансенсивном режиме осуществлялось раскрытие впадин в СЗ-ЮВ направлении, которое на рубеже раннего–позднего плиоцена прервалось транспресивным режимом со сжатием в направлении на СЗ. Затем с позднего плиоцена ситуация на юго-западном фланге коренным образом изменилась, и деформации с этого времени осуществляются в режиме транспресии с СВ направлением оси сжатия. В работе рассмотрены конкурирующие модели развития Тункинской системы впадин – в условиях косоугольного растяжения, в зоне трансформного разлома и как система пулл-апарт. Показано, что в рамках предложенной эволюции поля напряжений сочетаются две модели развития этой системы впадин – косоугольное растяжение (трансенсия) на ранних этапах и возможность формирования пулл-апартных впадин на поздних этапах ее развития.

ВВЕДЕНИЕ

Тункинская система впадин, являясь частью Байкальской рифтовой системы, находится на ее юго-западном фланге и граничит с Южнобайкальской впадиной на востоке и с Хубсугульской впадиной – на западе (рис. 1). Систему составляют с запада на восток: Мондинская, Хойтогольская, Туранская, Тункинская, Торская и Быстринская впадины. Они разделены между собой перемычками, представляющими собой выступы кристаллического фундамента: Харадабанской, Туранской, Ниловской, Еловской и Быстринской. Система впадин ограничена с севера Тункинским разломом, который имеет сложную конфигурацию, состоящую из участков субширотного, северо-восточного и северо-западного простираний. С юга система впадин не имеет четкого разломного ограничения. Здесь выделяют Южнотункинский (Байкало-Мондинский) разлом, который трассируется по северному склону хр. Хамар-Дабан [13, 24].

Заложение и развитие Тункинской системы впадин происходило с олигоцена, о чем свидетельствует нижняя возрастная граница осадочно-заполнения впадин (возраст танхойской свиты, самой нижней в разрезе, является олигоцен-раннеплиоценовым [12, 15]. С другой стороны, по данным бурения [11] под танхойской свитой фиксируются еще отложения терригенно-эффузивной толщи, которая считается верхнемеловой-па-

леоценовой и отделена от вышележащей танхойской свиты латеритной корой выветривания [8]. По данным бурения, эта толща заполняет неровности рельефа фундамента и не образует сплошного горизонта, как танхойская, а значительная мощность коры выветривания и глубина физико-химических преобразований в ней свидетельствуют о довольно продолжительной эпохе выветривания между временем образования данной толщи и танхойской свиты. Мощность толщи составляет примерно 50–60 м, отложения представлены туфлами, базальтами, мелко- и среднегалечными конгломератами и песчаниками [24].

По данным бурения, отложения танхойской свиты, кроме собственно Тункинской, фиксируются также в Мондинской и Торской впадинах; в Хойтогольской, Туранской и Быстринской впадинах каких-либо данных о ее распространении на данный момент не известно, хотя исследователями такая возможность не исключается [8, 24]. Лучшее всего танхойская свита изучена в пределах Тункинской впадины, где имеется достаточное количество данных колонкового бурения. Мощность всей толщи кайнозойских осадков здесь по разрезу двух глубоких скважин Р-1 и Р-2 составляет 1020 м и 2120 м, соответственно. Из них 230 м приходится на долю четвертичных отложений, 440 м – на долю плиоценовых осадков и 330 м – миоценовых в скважине Р-1 и 415 м, 300 м и 1405 м, соответственно, в скважине Р-2 [8]. В Мондин-

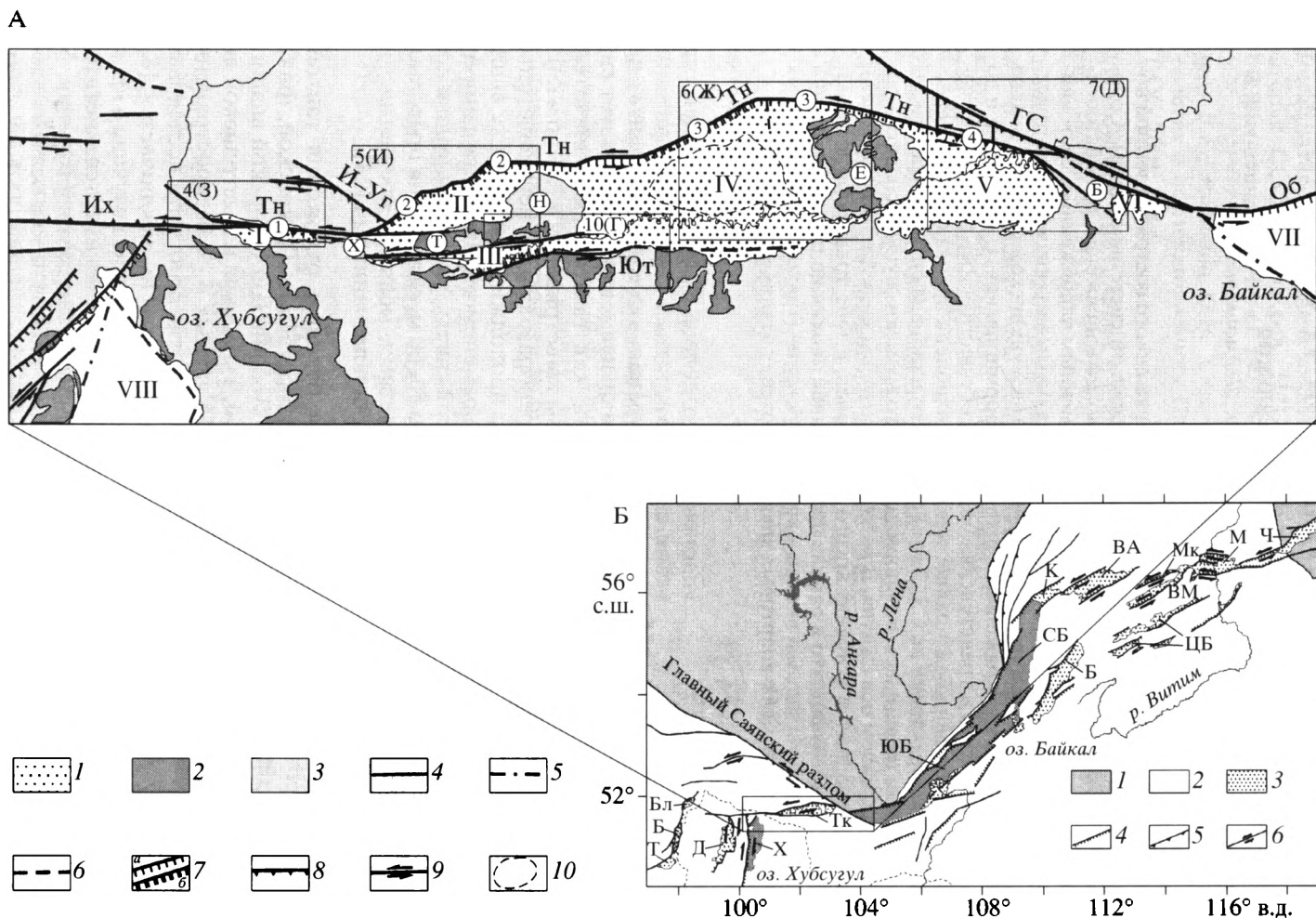


Рис. 1. А – схема Тункинской системы впадин

1 – поле распространения кайнозойских отложений во впадинах; 2 – поля кайнозойских базальтов; 3 – докайнозойский фундамент; 4–6 – разломы: 4 – установленные, 5 – скрытые, 6 – предполагаемые; 7–9 – кинематика смещений по разломам: 7 – сбросы: а – раннего этапа, б – позднего этапа; 8 – взбросы; 9 – сдвиги; 10 – контур поднятия песчаного массива Бадар. Римскими цифрами обозначены впадины Тункинской системы (I–VI): I – Мондинская, II – Хойтогорьская; III – Туранская; IV – Тункинская; V – Торская; VI – Быстринская; впадины центральной части и крайнего западного звена Байкальской рифтовой системы: VII – Южно-Байкальская; VIII – Хубсугульская. Буквами в кружках обозначены межвпадинные перемычки: X – Харадабанская, Т – Туранская, Н – Ниловская, Е – Еловская, Б – Быстринская. Буквами обозначены основные разломы: ГС – Главный Саянский, Тн – Тункинский, Об – Обручевский, И–Уг – Ихэ-Угунский, Их – Иххорогорьский, – Ют – Южно-тункинский. Цифрами – в кружках обозначены сегменты Тункинского разлома: 1 – Мондинский, 2 – Хойтогорьский, 3 – Тункинский, 4 – Торский. Прямоугольниками – показано местоположение на рис. 1 рисунков: 4 (З), 5 (И), 6 (Ж), 7 (Д), 10 (Г).

Б – положение Тункинской системы впадин в структуре Байкальской рифтовой зоны

1 – Сибирская платформа; 2 – Саяно-Байкальская складчатая область; 3 – рифтовые впадины: Ч – Чарская, М – Муйская, Мк – Муяканская, ВМ – Верхнемуйская, ВА – Верхнеангарская, К – Кичерская, ЦБ – Ципо-Баунтовская, Б – Баргузинская, СБ – Северо-Байкальская, ЮБ – Южно-Байкальская, Тк – Тункинская, Х – Хубсугульская, Д – Дархатская, Б – Бусийногорьская, Бл – Белинская, Т – Терехольская; 4–6 – разломы: 4 – сбросы, 5 – взбросы и надвиги, 6 – сдвиги

ской впадине мощность вскрытого скважиной горизонта танхойской свиты составила 10 м, но полная ее мощность и характер распространения не известны. Имеются датировки среднегоценового возраста, определенные по споро-пыльцевым комплексам [8]. Отложения танхойской свиты представлены алевролитами, глинами, песками, песчаниками с пластами и линзами мергелей, хемогенных карбонатов, диатомитов и бурых углей. В интервале глубин 1470 – 2016 м в Тункинской впадине, наряду с терригенными отложениями, вскрыты прослои базальтовых тел, общая мощность которых составляет 400 м.

На танхойской свите залегают отложения анососской (охристой) свиты (поздний плиоцен), которая распространена в большинстве впадин. Отложения анососской свиты отличаются от нижележащей танхойской тем, что в ее разрезе, в особенности в прибортовых частях впадин, фиксируется резкое преобладание грубообломочных отложений. Породы анососской свиты характеризуются желтоватой и бурой окраской, обусловленной повышенным содержанием гидроокислов железа. В Мондинской впадине к данной свите относятся датированные плиоценом отложения плотных (“мондинских”) конгломератов, обнажения которых известны по левому берегу р. Иркут [8, 17]. Отложения подобного типа, датированные поздним плиоценом [18], распространены в Быстринской впадине. В Торской впадине вдоль ее северного борта прослеживаются щебнисто-галечные отложения буровато-охристого цвета, которые по условиям залегания и характерной окраске также параллелизуются с анососской свитой [8, 18].

Туфогенно-осадочная (ахаликская) свита была выделена в Тункинской впадине Н.А. Логачевым [10] и отнесена им к эоплейстоцену. Свиту составляют в основном пирокластические породы: туфы, туффиты, туфопесчаники, которые по периферии впадины замещаются нормально-осадочными отложениями. В Мондинской впадине одновозрастные отложения (поздний плиоцен–постплиоцен) представлены рыхлыми конгломератами, которые залегают на плотных конгломератах анососской свиты [8].

Плейстоцен-голоценовые отложения развиты во впадинах повсеместно. Плейстоцен представлен сложным комплексом ледниковых и межледниковых образований, сложенных моренными отложениями, флювиогляциальными, пролювиальными, аллювиальными и озерными осадками, которые довольно подробно описаны в литературе [10, 17, 18 и др.]. Морены заполняют значительную часть Мондинской и Хойтогольской впадин. Голоценовые отложения представлены отложениями аллювия, озерными и болотными фациями, эоловы-

ми отложениями, верхними горизонтами предгорных шлейфов.

Наибольшая мощность осадков кайнозойского разреза и соответственно максимальное погружение дна фундамента Тункинской системы впадин фиксируются в собственно Тункинской впадине и приурочены к ее северному борту [4, 24].

Анализ разреза кайнозоя в Тункинской системе впадин и Южнобайкальской впадине позволил исследователям сделать вывод о стадийности формирования Байкальской рифтовой системы. Полный разрез отложений разделяется на две части, отличающиеся составом осадков. В период накопления отложений танхойской свиты были широко распространены озерно-болотные фации при подчиненном количестве аллювиальных. Существовали благоприятные условия для углеобразования. Большинство впадин представляли собой озерно-аллювиальные котловины над зонами прогиба земной коры, скорость прогибания в которых компенсировалась скоростью осадконакопления, а впадины формировались на фоне невысокого и слабо расчлененного рельефа [15]. В анососское время произошло резкое изменение условий осадконакопления, которое исследователи связывают с усилением скоростей неотектонических движений, формированием контрастного рельефа и более быстрым прогибанием впадин. Одной из основных особенностей этого этапа является накопление грубообломочных толщ в рифтовых впадинах, которые откладывались в значительных объемах у подножия гор. Эта ситуация, по мнению [12, 44], соответствует двум стадиям в истории формирования Байкальской рифтовой системы, которые названы раннеорогенной и позднеорогенной и которым предшествовала эпоха мелового-палеогенового выравнивания и пенепленезации рельефа с образованием кор выветривания.

Интерпретация процесса формирования впадин юго-западного фланга Байкальской рифтовой системы, в частности, Тункинской является спорной. Связано это с большим разнообразием кинематики разломов и механизмов очагов землетрясений, а также с неоднозначностью интерпретации палеонапряженного состояния земной коры в связи с большим количеством сдвиговых реконструкций. Для объяснения этого предлагались различные модели формирования Тункинской системы впадин, такие, как модель трансформного разлома типа рифт–рифт [33], модель впадины пулл-апарт [1, 7, 16], модель впадины, образованной в условиях косоугольного растяжения [14]. При этом никакого изменения режима напряжений за время развития впадин исследователями не отмечалось. Вместе с тем существуют данные о влиянии сжатия и активизации древних надвиговых плоскостей в горном окружении Тункинской

впадины в постмиоценовое время [21, 22]. Известные палеосейсмодислокации в Тункинской системе впадин имеют сдвиговую и взбросо-сдвиговую кинематику [31]. Кроме того, имеются данные о поднятиях Мондинской и Быстринской впадин, где происходит врез речной сети в осадочное заполнение впадин [18, 35]. Поэтому совершенно очевидно, что и напряженное состояние и соответственно стиль деформации Тункинской системы впадин не были постоянными, а изменялись в течение кайнозоя. Целью нашей работы являлось установить эволюцию поля напряжений и соответственно стиль развития впадин юго-западного фланга Байкальской рифтовой системы в течение кайнозоя путем сопоставления данных о тектонической трещиноватости и реконструированных по ним полей напряжений с данными о плейстоцен-голоценовых деформациях, с сейсмологическими данными и с известными фактами геологической истории формирования впадин.

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ РЕКОНСТРУКЦИЙ ПОЛЕЙ НАПРЯЖЕНИЙ

Исследования тектонической трещиноватости в Тункинской системе впадин и реконструкции полей напряжений по ним имеют долгую историю. Отдельные участки Тункинского и Южнотункинского разломов были охарактеризованы в работах [14, 32, 42, 47]. Вопрос сопоставления результатов реконструкций из разных работ является сложным, так как использованы разные методы реконструкций, а поскольку в большинстве случаев используется трещиноватость в породах фундамента докайнозойского возраста, то закономерно встает вопрос о возрасте реконструированных полей.

Нами использовалась программа TENSOR [41], которая производит расчет четырех параметров стресс-тензора: положения осей главных нормальных напряжений – σ_1 , σ_2 , σ_3 и коэффициента $R = (\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)$, определяющего форму эллипсоида напряжений и соответствующего стресс-отношению ϕ метода Ж. Анжелье. Эти параметры определяют режим деформирования. Расчет производится с использованием метода “правостороннего диэдра” Ж. Анжелье [36, 37] и метода оптимизации вращением, разработанного Д. Дельво [41]. Программой подбирается такой набор трещин, который характеризуется наиболее оптимальными значениями функций и которому соответствует определенный режим. Остальные трещины, имеющие большие значения отклонений, отбраковываются в отдельную популяцию и рассматриваются заново.

Оценка возраста хрупких деформаций является одним из самых важных вопросов при изучении кайнозойского напряженного состояния Байкальской рифтовой системы. Вопрос этот возникает

потому, что структуры этой системы заложены и развиваются на фундаменте докайнозойского возраста, сложенного породами архея, протерозоя и палеозоя. Обнажения собственно кайнозойских пород с хорошо развитой трещиноватостью встречаются не часто. Поэтому, чтобы исключить вероятность попадания в анализ трещин докайнозойского возраста, мы отбирали для реконструкции полей напряжений трещины с зеркалами скольжения, не содержащими на поверхности вторичных минералов или содержащими вторичные минералы, образованные в приповерхностных условиях земной коры: кальцит, цеолит, гидроокислы железа. Поля напряжений, реконструированные по трещинам, содержащим следы хлоритизации, эпидотизации, относились нами к докайнозойскому этапу деформации. На кайнозойский возраст деформации однозначно указывают штрихи по глинке трения в зонах дробления. Об активизации трещин можно судить по штрихам и бороздам скольжения, наложенным на заполнитель трещин, а также по характеру наложения разновозрастных штрихов друг на друга. Важнейшее значение имели замеры трещиноватости в датированных кайнозойских осадках, базальтах и корах выветривания. Реконструированные по ним поля напряжений являются опорными для выделения возрастных этапов деформаций.

Исследования тектонической трещиноватости проводились нами в зоне Тункинского разлома (Мондинский, Хойтогорский, Тункинский и Торский сегменты), зоне Главного Саянского разлома (его юго-восточное окончание), зоне Южнотункинского разлома (районы Харадабанской перемычки, Туранской и Тункинской впадин) и в зонах разломов меньшего ранга, распространенных на Еловском и Ниловском отрогах (рис. 2).

Мондинский сегмент. Мондинский сегмент Тункинского разлома субширотного простирания ограничивает северный борт Мондинской впадины. Традиционно [24] этот сегмент рассматривался как часть Тункинского разлома, что соответствует ситуации, существовавшей на начальной стадии формирования системы Тункинских впадин. Однако в работах рассматривающих последнюю стадию развития этой системы [13, 18], Мондинский разлом считается частью протяженного Байкало-Мондинского разлома, который согласно [13] трассируется от северных окончаний Дархатской и Хубсугульской впадин на западе до оз. Байкал на востоке, включая в себя также Южнотункинский разлом. Большинство реконструированных в пределах Мондинского сегмента стресс-тензоров характеризуют режимы сдвига, транспрессии и сжатия (рис. 3, 4). Так, анализ тектонической трещиноватости базальтового потока (миоцен), который обнажается в подножии склона в правом и левом борту одного из ручьев (см. рис. 3, А), показал, что эти деформации были

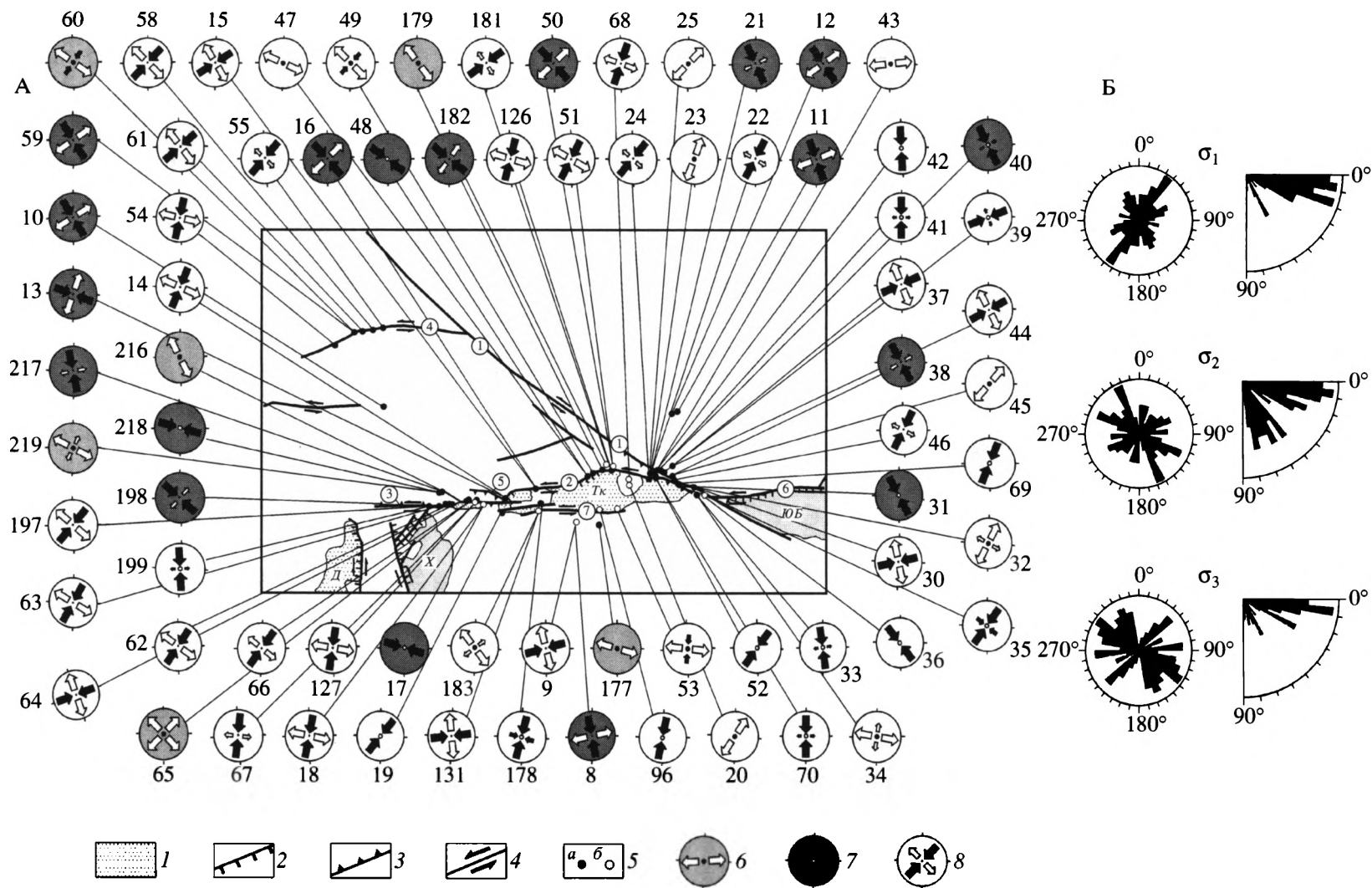


Рис. 2. А – схема стресс-тензоров юго-западного фланга Байкальской рифтовой системы

1 – поле распространения кайнозойских отложений; 2–4 – разломы: 2 – сбросы; 3 – взбросы; 4 – сдвиги; 5 – точки наблюдений: а – в породах фундамента, б – в кайнозойских образованиях; 6 – стресс-тензоры раннего этапа; 7 – стресс-тензоры эпизода СЗ сжатия; 8 – стресс-тензоры позднего этапа. Цифрами в кружках обозначены разломы: 1 – Главный Саянский, 2 – Тункинский, 3 – Иххорогол-Мондинский, 4 – Окино-Жомболокский, 5 – Ихэ-Угуньский, 6 – Обручевский, 7 – Южнотункинский. Буквами обозначены впадины: ЮБ – Южнобайкальская, Тк – Тункинская, Х – Хубсугульская, Д – Дархатская.

Б – розы-диаграммы направлений и углов падения главных осей напряжений (σ_1 , σ_2 , σ_3) реконструированных стресс-тензоров. Залитые стрелки стресс-тензоров указывают направление максимального горизонтального сжатия S_{Hmax} , открытые – минимального горизонтального сжатия S_{Hmin} , длина стрелок является функцией коэффициента формы эллипсоида напряжений R, символом в центре круга обозначены субвертикальные оси: точкой – σ_2 , залитым кружком – σ_1 , открытым кружком – σ_3 по [42]. Номера стресс-тензоров соответствуют номерам на рис. 3–11

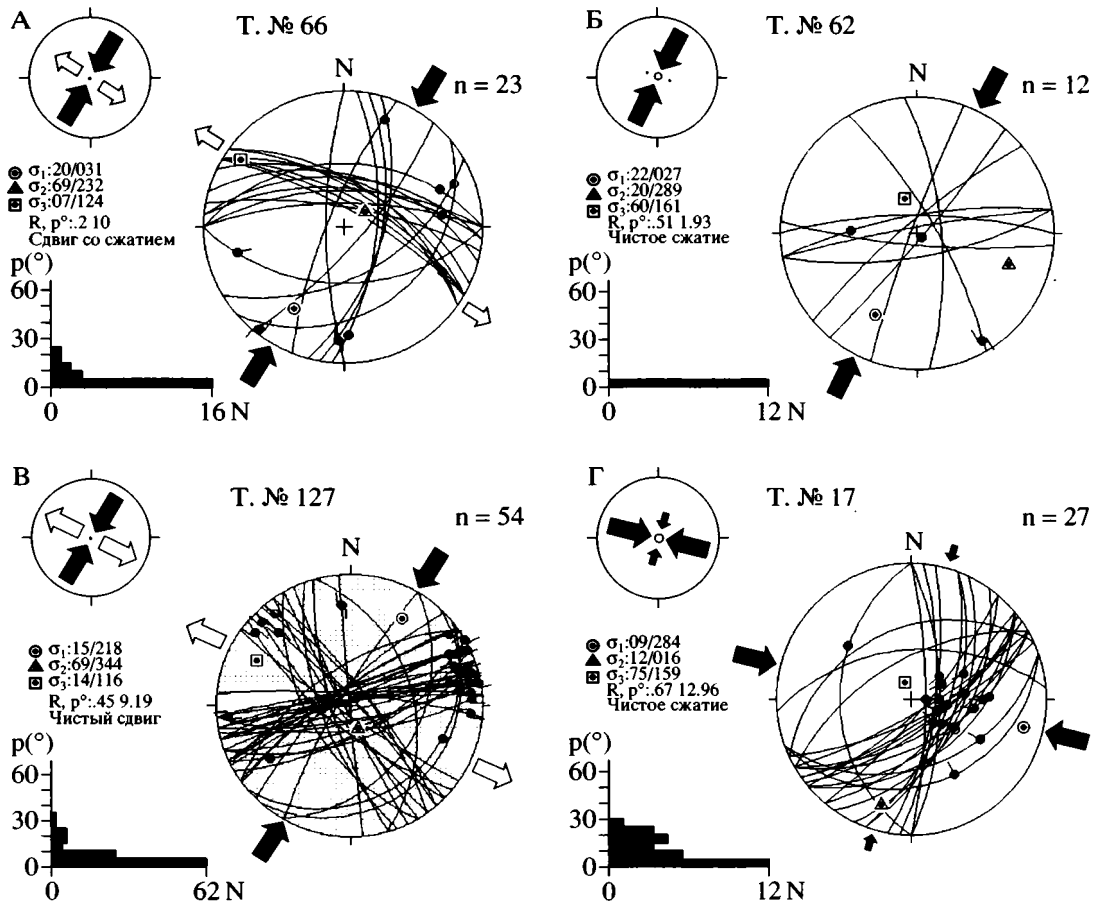


Рис. 3. Реконструкции палеонапряжений в кайнозойских осадках и вулканитах в зоне Мондинского сегмента Тункинского разлома

Стереограммы – сетка Вульфа, верхняя полусфера, гистограммы показывают отклонения (p) наблюдаемого скольжения от теоретического для каждой плоскости разрыва. Кругом обозначена ось сжатия σ_1 , треугольником – промежуточная ось σ_2 , квадратом – ось растяжения σ_3 ; цифрами обозначены элементы залегания (угол падения и азимут падения) соответствующих осей главных нормальных напряжений. Номер стресс-тензора соответствует порядковому номеру на рис. 2. Остальные условные обозначения см. на рис. 2

сформированы при транспрессивном режиме. Выше по течению ручья фиксируется левый сдвиг долины по разрыву с простираем 305° . Амплитуда сдвига достигает 35–40 м. Левый борт ручья здесь осложнен оползнями, что является признаком активности разлома. Левосторонние взбросо-сдвиговые смещения по разрыву с простираем $315\text{--}310^\circ$ деформируют ледниковые отложения на северной окраине пос. Монды. Смещения выражены перекрытиями долин временных водотоков и прямыми и обратными уступами по простираению разрыва. Амплитуды смещений составляют: горизонтальных 15–20 м, вертикальных – 2.5 м.

В обнажении конгломератов в подножии массива Мунку-Сардык в долине р. Аерхан, аналогичных плиоценовым “мондинским” и перекрытых ледниковыми моренными отложениями, реконструирован стресс-тензор режима чистого

сжатия ориентированного на СВ (см. рис. 3, Б). В коренном обнажении мраморов цоколя террасы, на которой залегают конгломераты, реконструирован стресс-тензор чистого сдвига с осью сжатия на СВ и осью растяжения на СЗ (см. рис. 3, В). Мраморы интенсивно трещиноваты и разбиты мощными зонами дробления с тектонической глиной трения. Деформации, характеризующие левосторонний сдвиг, были зафиксированы в левом борту долины левого притока р. Аерхан. Здесь долину временного водотока перекрывает крупный скальный отторженец, смещенный с амплитудой в 70 м по разрыву с простираем 285° , в 2 км восточнее – левостороннее смещение скальной гряды с амплитудой 100 м по разрыву с простираем 310° . В коренных обнажениях этих зон деформаций реконструированы поля напряжений транспрессивного и сдвигового типа. Следы левосторонних взбросо-сдвиговых смещений обнаружены и на крайнем восточном

окончании Мондинской впадины, где деформированы ледниковые террасы по разрывам простираения 310 и 270–260°.

Исследования трещиноватости среднемиоценовой базальтовой вулканической постройки на р. Хулугайма (восточное окончание Мондинской впадины) показали, что постмагматические (доплейстоценовые) деформации, сформировавшие трещиноватость этой постройки, происходили в режиме чистого сжатия с осью сжатия, ориентированной на СЗ (рис. 3, Д). Базальтовые дайки, которые осложняют вулканическую постройку, имеют СВ простираение, это дает СЗ ориентировку оси растяжения на среднемиоценовое время.

Поля напряжений, реконструированные в зоне Мондинского сегмента Тункинского разлома по трещиноватости пород фундамента, характеризуют разные режимы: радиального растяжения, сдвига и транспрессии с СВ направлением оси сжатия и СЗ – оси растяжения, а также сдвиговые и транспрессивные поля с СЗ направлением оси сжатия и СВ – оси растяжения (см. рис. 4). Последние корреспондируют с полем напряжений, полученным для среднемиоценовой вулканической постройки на р. Хулугайма.

Соответствие зафиксированных плейстоценоголоценовых деформаций в зоне Мондинского сегмента Тункинского разлома и реконструированных полей напряжений сдвигового и транспрессивного типа с СВ направлением оси сжатия позволяет отнести их к последнему этапу деформаций. Это подтверждается также постплиоценовым полем напряжений чистого сдвига (см. рис. 3, Г) [47], которое было получено для плиоценовых “мондинских” конгломератов. Стресс-тензоры транспрессивного типа с СЗ направлением сжатия и растяжения, по-видимому, характеризуют более ранние этапы деформации.

Хойтогольский сегмент. Хойтогольский сегмент Тункинского разлома состоит из отрезков субширотного и северо-восточного простираения. Исследования тектонической трещиноватости на этом участке проводились в районе долин рек Ихэ-Угунь и Ихэ-Гэр.

Исследования трещиноватости в долине р. Ихэ-Угунь проводились в районе пересечения широтной ветви Тункинского разлома с СЗ Ихэ-Угуньским. Вдоль левого борта долины р. Ихэ-Угунь фиксировалось левостороннее смещение водораздельного гребня с горизонтальной и вертикальной амплитудами 3 и 4 м, соответственно, по субширотному разлому, затрагивающее ледниковые моренные отложения. Замеры трещиноватости проводились в коренных обнажениях метаморфизованных пород амфиболового, кварц-амфиболового состава и мраморах. В результате реконструкций восстановлены два поля напряжений, характеризующие сдвиговые режимы, но с

разным направлением оси сжатия (СВ и СЗ) (рис. 5, А, Б).

Исследования трещиноватости на субширотном отрезке Хойтогольского сегмента Тункинского разлома проводились в левом борту долины р. Ихэ-Гэр. Здесь зафиксировано левостороннее смещение скального блока по субширотному разрыву с горизонтальной амплитудой 50–100 м. Анализ тектонической трещиноватости в данной точке наблюдения позволил реконструировать два стресс-тензора сдвигового типа с СЗ и СВ ориентировкой оси сжатия (см. рис. 5, В, Г). Поля напряжений с СВ направлением оси сжатия согласуются с зафиксированными смещениями и, по-видимому, относятся к последнему этапу деформаций.

Постмиоценовые поля напряжений в этой части Тункинской системы впадин были реконструированы в [47] по трещиноватости туфо-лавового базальтового потока с возрастом 7.54 млн. лет [25], который был вскрыт карьером вблизи пос. Нилова Пустынь на Ниловском отроге. Базальты находятся в зоне субширотного разлома, кулисообразно подставляющего восточный отрезок субширотного Мондинского сегмента. В результате реконструкций здесь восстановлены три типа полей напряжений: режим чистого растяжения, ориентированного на северо-восток (см. рис. 5, Д), режим чистого сжатия субмеридионального направления (см. рис. 5, Е) и режим транспрессии с северо-восточным направлением оси сжатия (см. рис. 5, Ж).

Тункинский сегмент. Исследования трещиноватости на этом сегменте Тункинского разлома проводились нами в районе минерального источника Папи-Аршан (участок северо-восточного простираения) и по долине р. Кынгарга (участок субширотного простираения).

Анализ трещиноватости тектонизированных пород в зоне разлома в районе пос. Аршан, проведенный в работе [47], позволил реконструировать режимы чистого сдвига, транспрессии, а также чистого растяжения. Постсреднемиоценовые деформации фиксировались в верховьях р. Бухота (в привершинной части Тункинских гольцов). Это смещение среднемиоценовой базальтовой дайки СВ простираения по активизированной докайнозойской надвиговой плоскости, которое интерпретировалось как надвиг с СВ направлением оси сжатия [22]. Вместе с тем анализ трещиноватости с учетом данных о штрихах и бороздах скольжения по основной надвиговой плоскости, проведенный в работе [47], показал, что деформации происходили в транспрессивном поле напряжений с ориентировкой оси сжатия на СЗ и оси растяжения – на СВ (рис. 6, А).

В верховьях р. Кынгарги (район пос. Аршан) нами были исследованы разрывы в базальтовой дайке предположительно среднемиоценового воз-

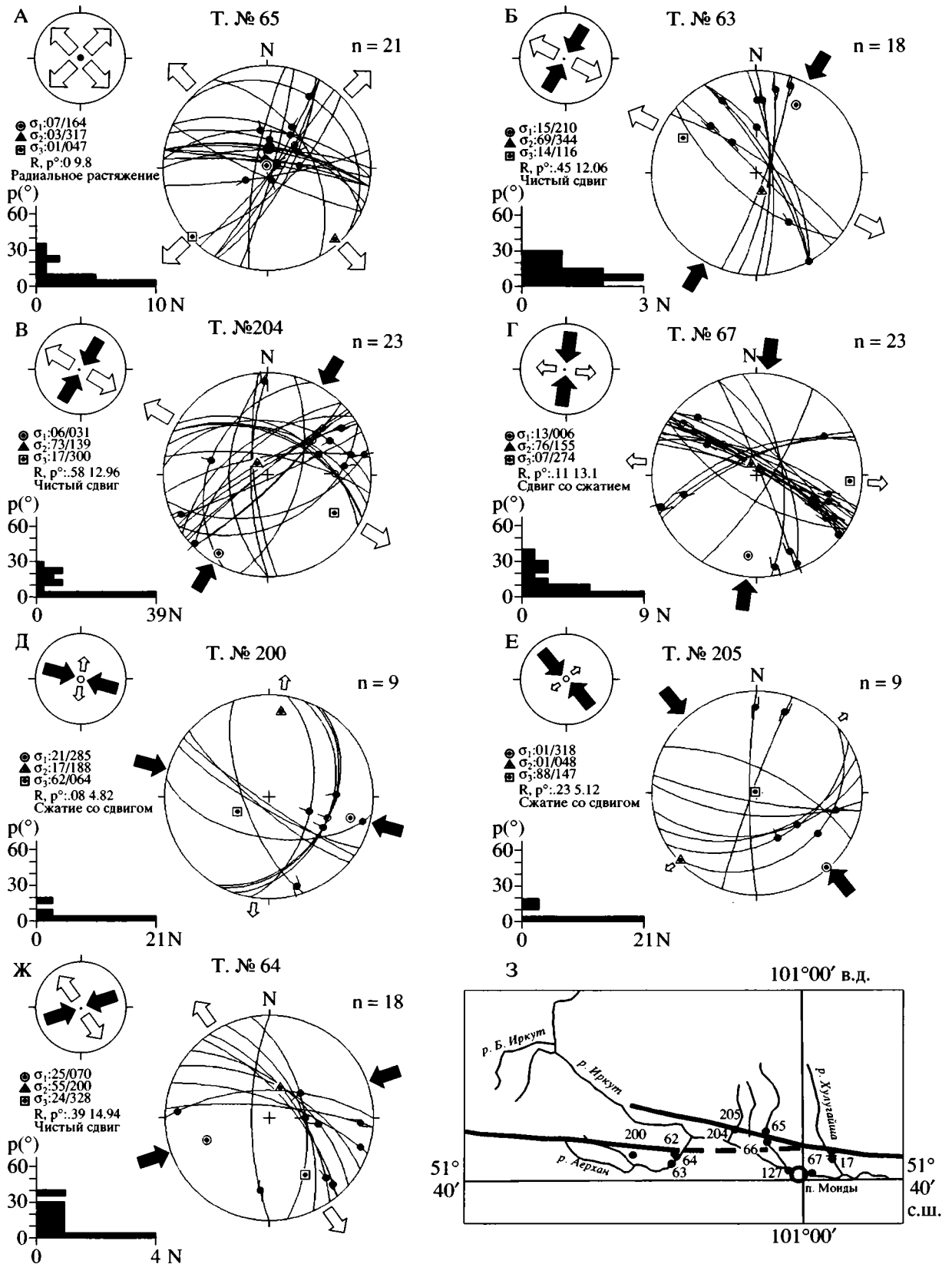


Рис. 4. Реконструкции палеонапряжений в зоне Мондинского сегмента Тункинского разлома по деформациям пород фундамента

Пояснения в тексте. Условные обозначения см. на рис. 2, 3. Положение врезки см. рис. 1

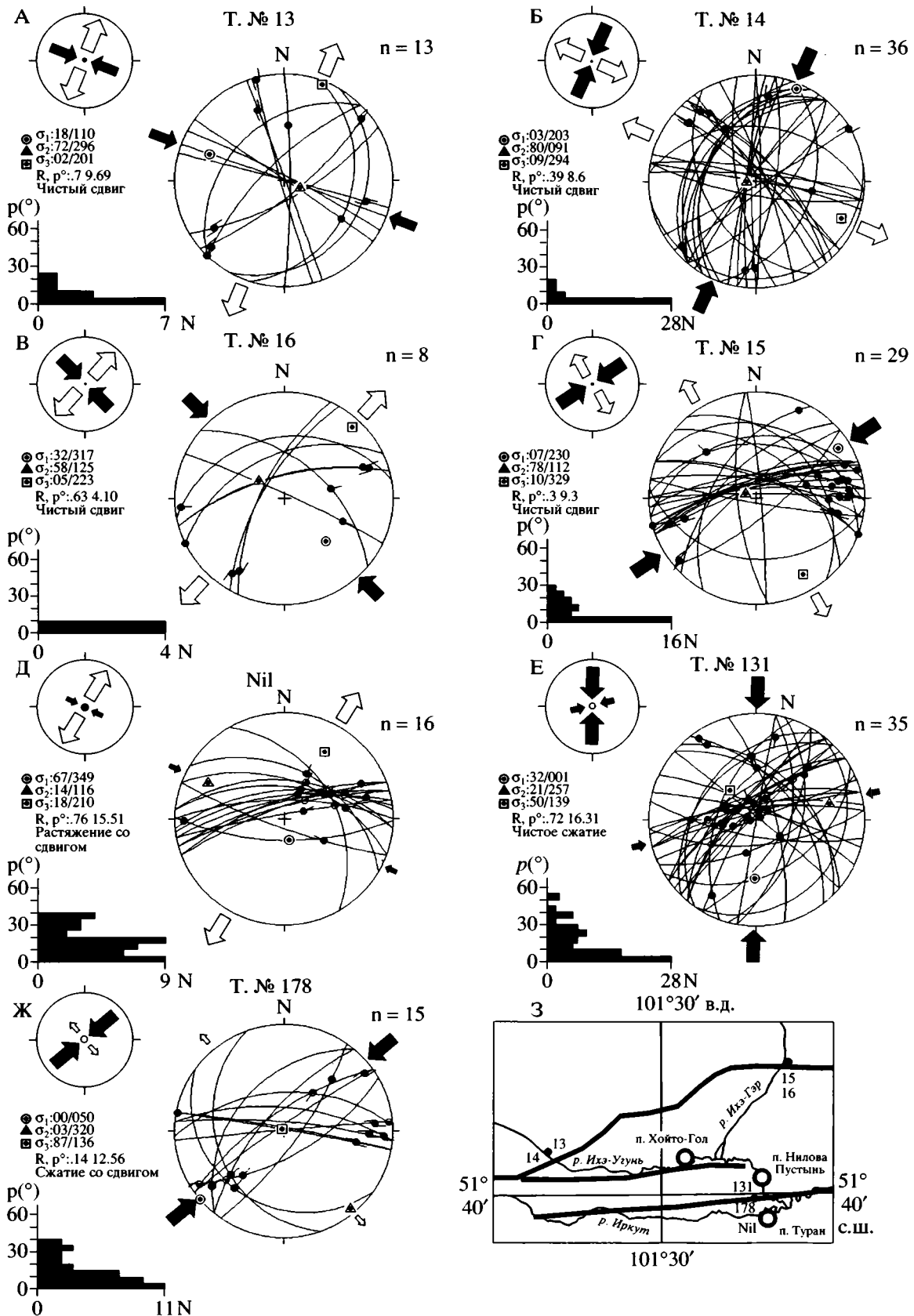


Рис. 5. Реконструкции палеонапряжений в зоне Хойтогольского сегмента Тункинского разлома
 Пояснения в тексте. Условные обозначения см. на рис. 2, 3. Положение врезки см. рис. 1

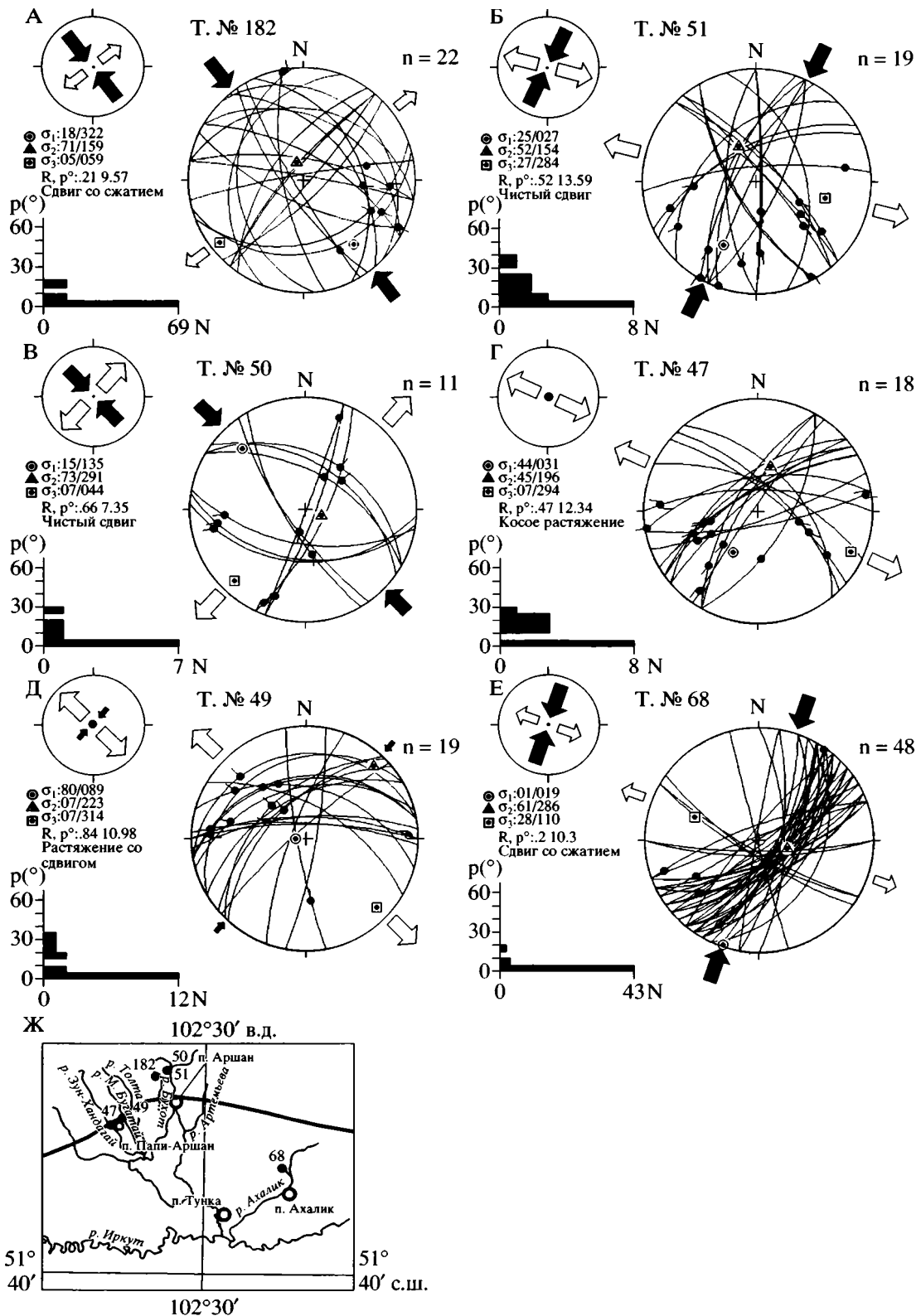


Рис. 6. Реконструкции палеонапряжений в зоне Тункинского сегмента Тункинского разлома Поянения в тексте. Условные обозначения см. на рис. 2, 3. Положение врезки см. рис. 1

раста, имеющей северо-восточное простирание. Дайка смещена левосторонним сдвигом с простиранием 70° и разбита многочисленными трещинами со штрихами скольжения. Поля напряжений, реконструированные по трещиноватости, измерившейся как в самой дайке, так и во вмещающих гранитах, характеризуют режимы чистого сдвига с противоположным положением главных осей напряжений (см. рис. 6, Б, В).

Зона деформаций Аршанской палеосейсмодислокации подробно описана в работах [31, 46]. Данная структура состоит из двух сегментов широтного и северо-восточного простирания и прослежена от долины р. Зун-Хандагай на западе до долины р. Артемыва на востоке. Структура большинством исследователей описывалась как сбросовая без следов сдвиговых подвижек на всем протяжении зоны деформаций. Лишь в наиболее поздней работе [31] эти деформации были переинтерпретированы и описаны как левосторонний взбросо-сдвиг по субширотному отрезку и сброс по северо-восточному. Наши наблюдения также показали, что помимо сбросовых смещений для широтного сегмента структуры характерны левосторонние сдвиговые деформации, амплитуды которых часто превышают вертикальные. Вместе с тем взбросовых деформаций на этом участке мы не отмечали. К западу от пос. Аршан, между реками Кынгарга и Бухота, вдоль основного уступа наблюдаются валы сжатия (простирание 285°) и трещины растяжения (простирание 35° , зияние трещин до 1.5 м), прямые и обратные уступы сдвинутых конусов выноса небольших водотоков с горизонтальной амплитудой смещений до 5 м, смещения долин водотоков от современного тальвега с амплитудами от 10 до 90 м с образованием брошенных долин.

На западном отрезке Аршанской палеосейсмодислокации (участок Тункинского сегмента СВ простирания), в районе минерального источника Папи-Аршан (долины рек Зун-Хандагай и Малый Буготай) зафиксированы сбросовые уступы с амплитудами 6–8 и 2 м простиранием $50\text{--}60^\circ$ без следов сдвиговых смещений. Здесь были проведены замеры трещиноватости в обнажениях трещиноватых мраморизованных известняков и гнейсов, разбитых многочисленными зонами дробления, субпараллельными Тункинскому разлому. При анализе трещиноватости были реконструированы стресс-тензоры, характеризующие режим косоугольного растяжения и трансенсивный режим с ориентировкой оси растяжения на СЗ (см. рис. 6, Г, Д).

Одним из объектов исследований разрывов в датированных кайнозойских отложениях был тектонический контакт туфогенно-осадочной толщи ахаликской свиты и охристой свиты, представленной несцементированными галечниками и песками [9]. Обнажение расположено на **Еловском от-**

роге в верховьях р. Замараихи. Еловский отрог, междувпадинная перемычка, разделяет Тункинскую и Торскую впадины и представляет собой выступ кристаллического фундамента, с западной стороны перекрытого осадочными отложениями Тункинской впадины. Породы ахаликской свиты вблизи контакта залегают наклонно (азимут падения $130^\circ \angle 20^\circ$), а осадки охристой свиты – горизонтально. Реконструированный в этой точке наблюдений стресс-тензор характеризует трансенсивный режим (см. рис. 6, Е).

Торский сегмент. Исследования деформаций на Торском сегменте Тункинского разлома проводились в районе дер. Подкукой, в районе урочища Белый Камень (западный отрезок Торской палеосейсмодислокации) и на отрезке Тункинского разлома напротив деревни Шулуты.

На восточном участке Торского сегмента, напротив деревень Шулуты и Тибельти, вдоль уступа основного разлома с простиранием $300\text{--}320^\circ$ и высотой примерно 25 м, были зафиксированы деформации, указывающие на левосторонние смещения. Среди них прямые и обратные уступы с простиранием 310° с амплитудой левостороннего сдвига около 8 м, трещины растяжения с простиранием 90° с амплитудой сбросовой компоненты смещений 1.5–2.0 м.

На западном отрезке Торского сегмента, в правом борту долины р. Цаган-Угун, в зоне основного уступа с простиранием 280° наблюдались левосторонние смещения водораздельных мысов с амплитудой более 5 м, с образованием прямых и обратных уступов; левосторонние смещения элементов долины временного водотока с амплитудами 100–110 м по смещению аллювиальной равнины, 50 м – по смещению склона долины и 10 м – по смещению современного тальвега долины. Фиксировались трещины растяжения с простиранием $60\text{--}75^\circ$ с амплитудой сбросовой компоненты смещений от 0.5 м до 1.2–1.4 м; эшелонированные уступы-отрывы с простиранием $60\text{--}70^\circ$, длиной до 10 м, с вертикальной амплитудой смещений 0.2–0.7 м. Левосторонний сдвиг фиксируется также по смещению бровки коллювиального шлейфа, образованной врезом р. Цаган-Угун. Его амплитуда составляет 20 м. Южное крыло разрыва опущено более чем на 5 м.

Левосторонние сдвиговые смещения с амплитудами около 40–50 м по параллельным разрывам с простиранием 300° , протягивающимся вдоль подножия борта впадины, были зафиксированы в районе урочища Белый Камень, севернее дер. Далахай. Здесь же располагается западный сегмент Торской палеосейсмодислокации, которая была подробно описана в [28, 29, 31]. Один из разрывов этой дислокации представляет собой обратный уступ, образованный сброшенным южным подгорным крылом, который сечет два водораздель-

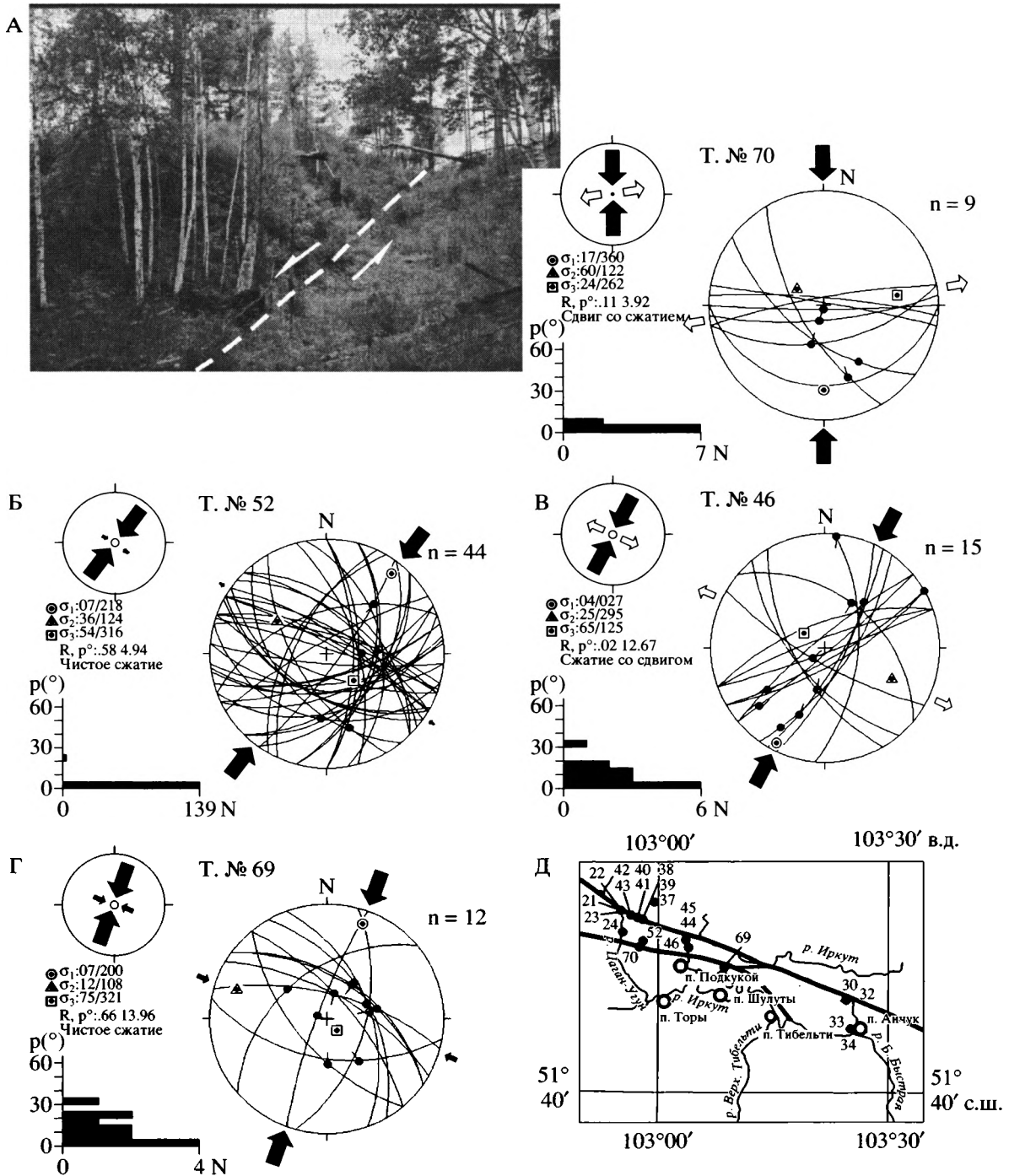


Рис. 7. Реконструкции палеонапряжений в зоне Торского сегмента Тункинского разлома
 Пояснения в тексте. Условные обозначения см. на рис. 2, 3. Положение врезки см. рис. 1

ных хребта и распадков. Простираение уступа 95–100°. Амплитуда левого сдвига по [31] составляет 30 м. Разрыв этого участка сейсмодислокации, который был вскрыт канавой вкрест с простиранием уступа, имеет крутое залегание – азимут падения 185°∠87°. Анализ трещиноватости, замеры

которой были проведены в канаве в зоне разрыва, позволил реконструировать стресс-тензор транспрессивного типа. Сжатие ориентировано в субмеридиональном направлении (см. рис. 7, А). В верхней части одного из водораздельных хребтов (г. Белый Камень), расположенного вблизи, в

коренном обнажении мраморов реконструирован стресс-тензор чистого сжатия СВ ориентировки (см. рис. 7, Б).

Исследования тектонической трещиноватости в районе Торской палеосейсмодислокации были проведены также по правому борту долины р. Большой Бельчир. Здесь по трещиноватости в расланцованных до бластомилонитов гранитах реконструирован стресс-тензор, характеризующий транспрессивный режим с осью сжатия на ССВ. В 3 км восточнее дер. Подкукой в выветрелых гранито-гнейсах реконструирован стресс-тензор режима сжатия с такой же ориентировкой оси сжатия (см. рис. 7, В, Г).

Главный Саянский разлом протягивается в северо-западном направлении от южной оконечности оз. Байкал, ограничивая его юго-западный борт, до Енисейского кряжа на расстояние почти 1000 км. Это древний структурный шов позднеархейского – раннепротерозойского заложения [2], который разделяет Сибирскую платформу и Саяно-Байкальскую складчатую область. В кайнозойе разлом характеризуется левосторонними сдвиговыми смещениями. Амплитуда левостороннего сдвига, накопленная за неоген и четвертичный период, составляет 11 км по долине р. Иркут [6]. Об активности движений по Главному Саянскому разлому в голоцене свидетельствуют палеосейсмодислокации – Восточносаянская и Китой-Кинская. Исследования тектонической трещиноватости проводились нами в зоне деформаций Восточносаянской палеосейсмодислокации по притокам рек Иркут, Цаган-Угун, а также в районе пос. Анчук на левом берегу р. Иркут (положение точек наблюдения показано на схеме рис. 7).

В обнажении верхнеплиоценовых [18] песчанников и конгломератов, перекрытых недеформированными верхнеплиоценовыми галечниками, расположенных на левом берегу р. Иркута напротив пос. Анчук, реконструированы два стресс-тензора, первый из которых восстанавливался по поясу трещин и характеризует условия сжатия субмеридионального направления на момент формирования трещин. Второе поле характеризует режим радиального растяжения с субширотным положением оси растяжения (см. рис. 8, А, Б).

Стресс-тензоры, реконструированные в районе западного отрезка Восточносаянской палеосейсмодислокации, разделяются на три основные группы – это группа тензоров с СВ положением оси сжатия, которые характеризуют сдвиговый, транспрессивный режимы и режим сжатия (см. рис. 8, В–З), группа тензоров режимов сжатия и транспрессии с СЗ и субмеридиональной ориентировкой оси сжатия (см. рис. 9, А–Г) и группа стресс-тензоров режима растяжения в СВ направлении (см. рис. 9, Д–З).

Деформации, связанные с палеосейсмодислокацией, прослеживаются от пос. Култук в северо-западном направлении на расстояние в 60 км [30]. Простириание разрывов составляет 290–300°, а кинематика смещений определена как левосторонняя взбросо-сдвиговая. С данными деформациями сопоставляется первая группа стресс-тензоров, характеризующих режимы сдвига, транспрессии и сжатия с СВ направлением оси сжатия.

Южнотункинский разлом, ограничивающий южный борт Тункинской системы впадин, не имеет такого четкого геоморфологического выражения, как Тункинский. Существуют различные интерпретации положения этого разлома в южном борту впадин [13, 24]. К зоне Южнотункинского разлома приурочены два максимума скопления эпицентров землетрясений: в Хойтогольской впадине и в юго-западной части Тункинской впадины, а также крупные землетрясения – Тункинское (29.06.1995, К = 14), Туранское (7.03.1829, силой не менее 9 баллов), Кыренские (10.08.58, К = 12, 22.10.58, К = 13). Палеосейсмогенные деформации в зоне разлома не известны.

Сбросовые смещения в зоне Южнотункинского разлома отражены в деформациях верхнеплиоценовых галечников и песков вблизи пос. Туран в Туранской впадине. Амплитуды вертикальных смещений по отдельным разрывам достигают 0.5 м. Реконструированный стресс-тензор характеризует режим косога растяжения ориентированного на СЗ (см. рис. 10, А) [47].

Исследования полей тектонических напряжений зоны Южнотункинского разлома проводились нами по долине р. Большой Зангисан и у пос. Кырен (Тункинская впадина). В правом борту долины р. Большой Зангисан, в 3.5 км вверх по течению от автодороги Култук–Монды, зафиксирована серия базальтовых даек неогенового возраста. Простириание даек 40–35°. Дайки тектонизированы. Замеры трещиноватости проводились как в самих дайках, так и во вмещающих породах. Большинство штрихов скольжения на плоскостях трещин имеет пологие углы наклона. Анализ кинематики штрихов показывает присутствие как правых, так и левых сдвигов на одних и тех же системах трещин. Реконструированные стресс-тензоры характеризуют режимы чистого сдвига, первый – с СЗ направлением оси сжатия и СВ – оси растяжения, второй – с СВ ориентировкой оси сжатия и СЗ – растяжения (см. рис. 10, Б, В).

На южном склоне Тункинской впадины, в районе пос. Кырен, в междуречье рек Кырен, Харибаты фиксируется субширотный уступ с простирианием 100° и высотой от 1 до 2.5 м. Уступ хорошо прослеживается на аэрофотоснимках. По его простирианию фиксируются левосторонние смещения долин временных водотоков с амплитудами 13–14 м. Верхняя часть уступа осложнена ан-

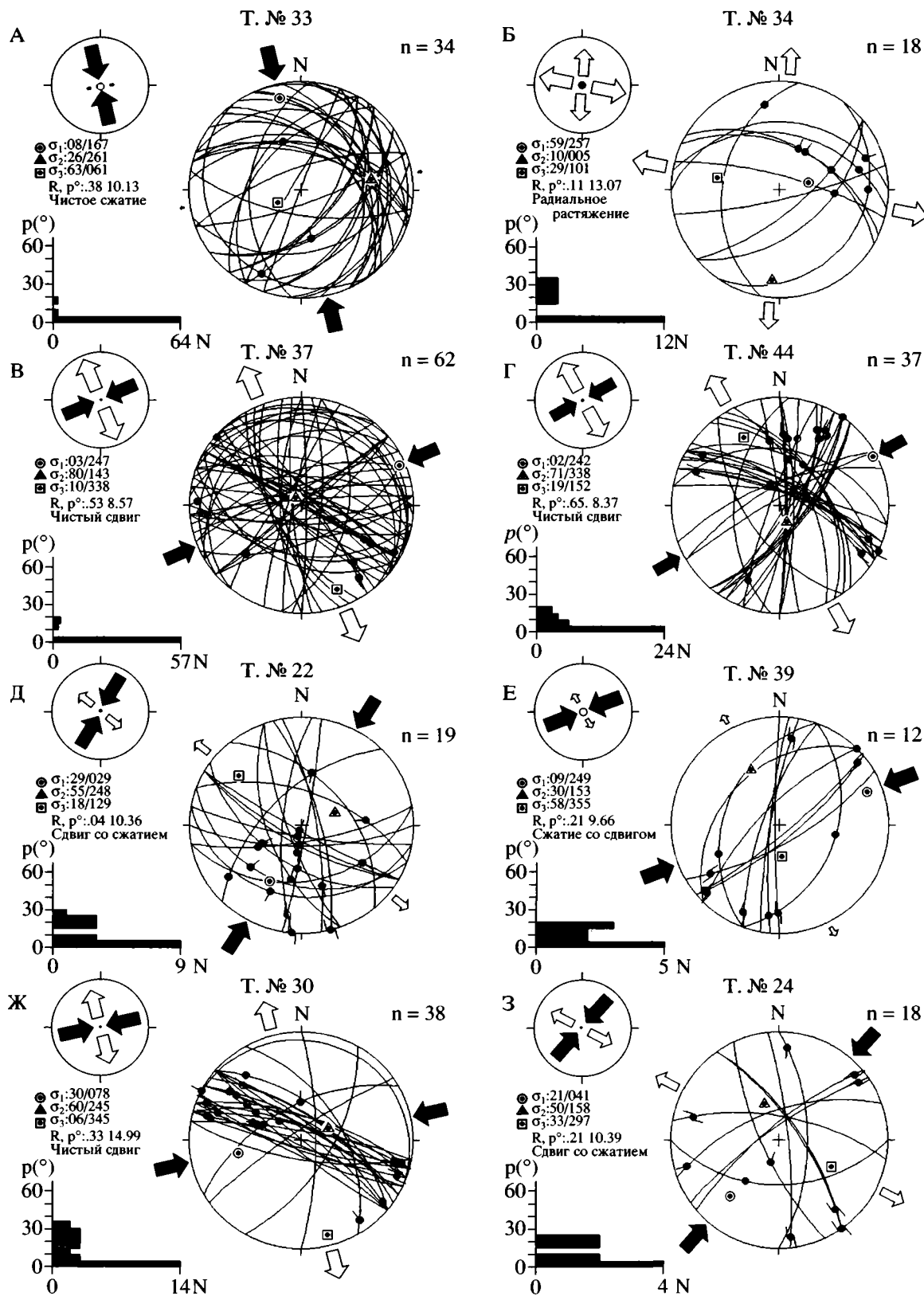


Рис. 8. Реконструкции палеонапряжений в зоне Главного Саянского разлома
Пояснения в тексте. Условные обозначения см. на рис. 2, 3

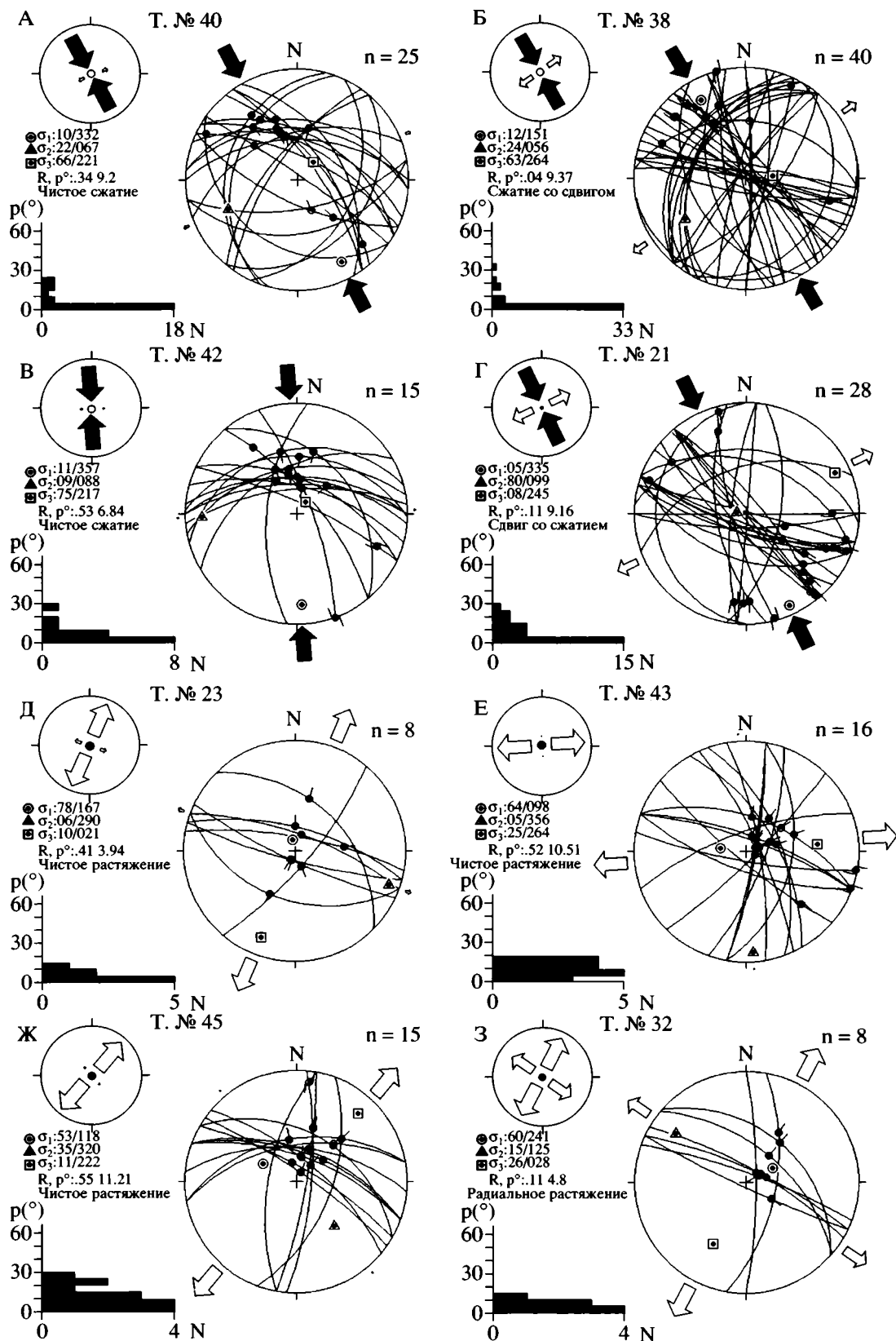


Рис. 9. Реконструкции палеонапряжений в зоне Главного Саянского разлома, характеризующие режимы сжатия и транспрессии с СЗ и субмеридиональной ориентировкой оси сжатия и режим растяжения в СВ направлении Пояснения в тексте. Условные обозначения см. на рис. 2, 3

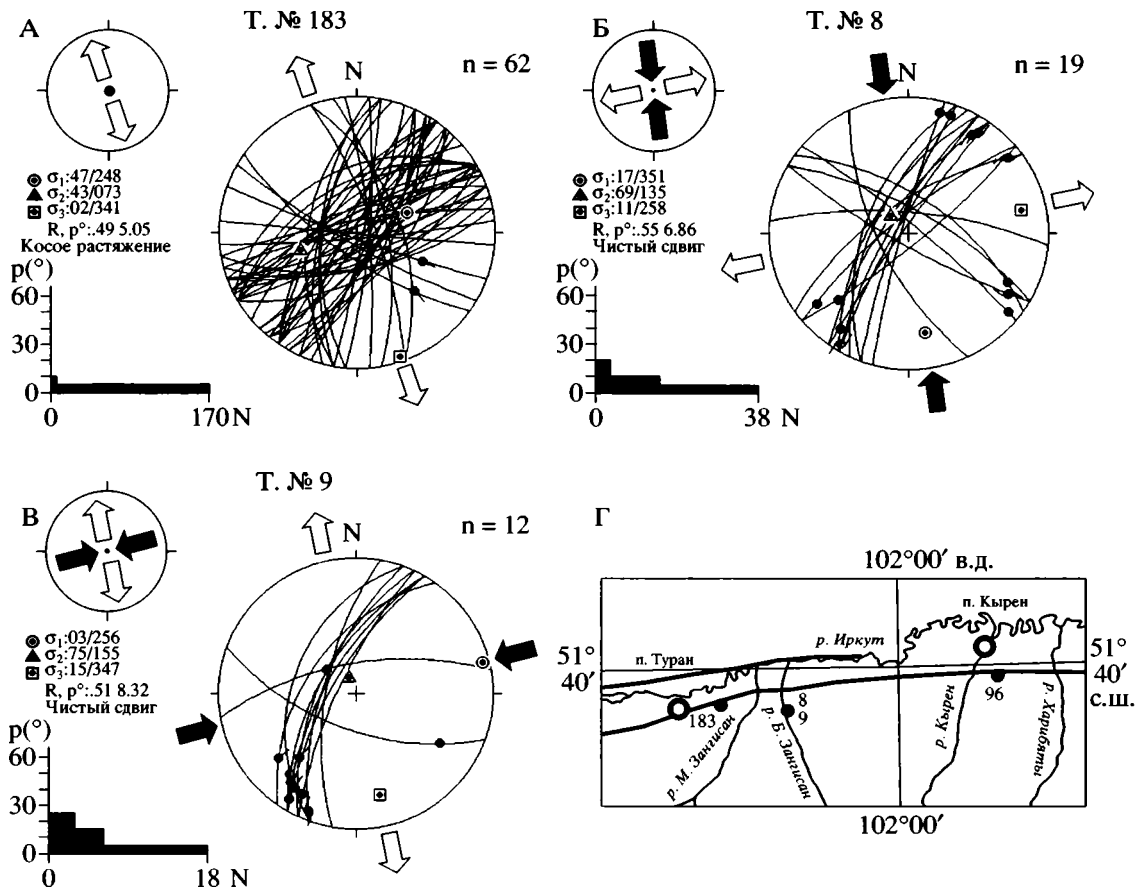


Рис. 10. Реконструкции палеонапряжений в зоне Южнотункинского разлома
Пояснения в тексте. Условные обозначения см. на рис. 2, 3. Положение врезки см. рис. 1

тиклинальными складками, которые в рельефе выражены буграми длиной 10–20 м и высотой около 2 м. Отложения, нарушенные деформациями, представлены слоистыми лессовидными песками с немногочисленными палеопочвами в верхней части разреза. Возраст песков, по данным Н.В. Игнатовой с соавторами [43], позднплейстоценовый. Деформации были вскрыты канавами вкрест простирания. Установлено, что антиклинальные складки имеют размах крыльев около 15 м и высоту около 2 м, падение осевой поверхности $190^\circ \angle 35^\circ$, падение южного крыла складки в одной из канав 10–15° на юг, северного крыла – 54° на север (см. рис. 11, А). Крылья складок в приповерхностной части осложнены структурами гравитационного сползания осадков и палеопочв, выраженных мелкой складчатостью с субгоризонтальными шарнирами. Такое соотношение тектонических и гравитационных структур свидетельствует о том, что рост складок происходил, по-видимому, в период последнего потепления климата, когда водонасыщенные слои осадков могли “стекать” по крыльям складок. Мощность слоя грунта, подверженного крипово-

му смещению по склону, не превышает 1 м, что соответствует данным для районов Восточной Сибири из работы [3]. Антиклинальные складки как в ядерной части, так и на крыльях осложнены разрывами взбросовой и сдвиго-взбросовой кинематики с амплитудами смещений от 0.5–3 см до 25 см, которые образуют типичную транспрессионную пальмовую структуру (см. рис. 11, Б). Построенный по элементам залегания взбросовых трещин с заметными амплитудами смещений стресс-тензор указывает на сжатие в субмеридиональном направлении (см. рис. 11, В). Все эти данные позволяют говорить о тектонической природе данной структуры, образованной при субмеридиональном сжатии с возможной сдвиговой компонентой.

Анализ стресс-тензоров, реконструированных для Тункинской системы впадин, показал большое разнообразие их по типу режимов: растяжения, трансенсии ($R' = 0.2–0.7$), сдвига, транспрессии и сжатия ($R' = 1.3–3.0$) (см. рис. 12, А). При этом максимальное количество полученных реконструкций все же приходится на режимы сдвига, транспрессии и сжатия ($R' = 1.3–2.8$).

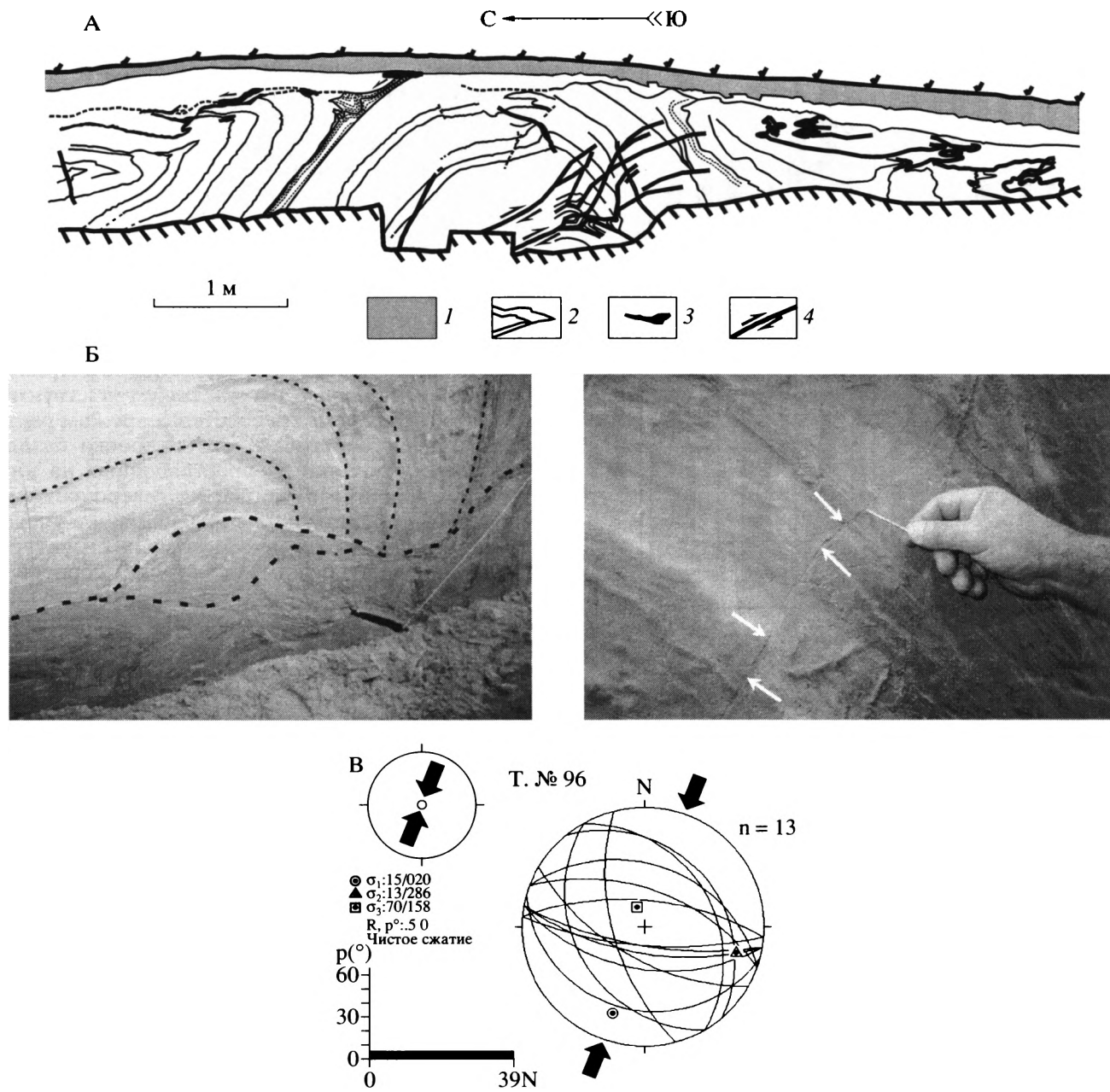


Рис. 11. А – разрез канавы, пройденной вкрест с простираем антиклинальной структуры в верхнеплейстоценовых осадках Тункинской впадины

1 – современная почва; 2 – слоистые лессовидные супеси и суглинки; 3 – палеопочва; 4 – разрывные нарушения.

Б – разрывные деформации в ядерной части антиклинали в толще верхнеплейстоценовых песков.

В – реконструкция палеонапряжений в зоне деформации

Условные обозначения см. на рис. 2, 3

С другой стороны, из анализа ориентировок главных осей напряжений стресс-тензоров юго-западного фланга Байкальской рифтовой системы (см. рис. 2) видно, что всю их совокупность можно разделить на две группы, которые отличаются пространственной ориентировкой осей. Первая и наиболее многочисленная группа имеет

направления, характерные для Байкальской рифтовой системы, то есть СЗ положение оси растягивающих напряжений ($290-340^\circ$) и СВ – оси сжимающих напряжений ($20-40^\circ$). Вторая отличается противоположным положением осей – ориентированной на СЗ осью сжимающих напряжений ($320-350^\circ$), и на СВ – осью растягивающих напря-

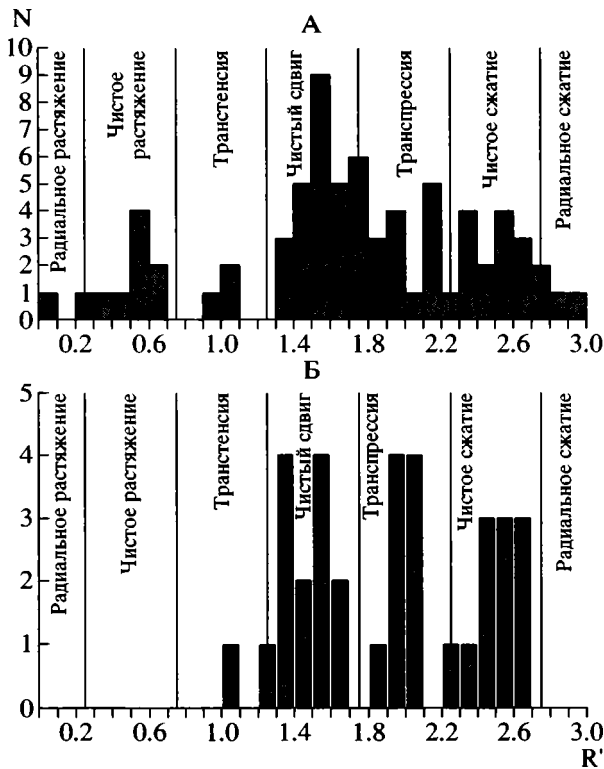


Рис. 12. Гистограммы распределения значений стресс-индекса R' ($R' = R$ при вертикальной σ_1 , $R' = 2R$ при вертикальной σ_2 , $R' = 2 + R$ при вертикальной σ_3) стресс-тензоров, реконструированных для: А – Тункинской системы впадин; Б – для группы стресс-тензоров с СЗ ориентировкой оси сжатия

жений ($30-50^\circ$). Эта группа стресс-тензоров характеризует режимы только сдвига, транспрессии и сжатия ($R' = 1.3-2.7$) (см. рис. 12, Б). Поля напряжений с противоположными ориентировками главных осей напряжений очень часто восстанавливались по трещиноватости в одних и тех же точках наблюдений с наложением штрихов разных генераций, что говорит об их разном возрасте.

Таким образом, можно видеть, что реконструированные стресс-тензоры разделяются на три группы, не равные по объему: группа растяжения и транстенсии с осью растяжения в СЗ направлении, группа сдвига и транспрессии с осью сжатия в СЗ направлении и группа сдвига и транспрессии с осью сжатия в СВ направлении. Самой многочисленной из них является последняя.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Возникает вопрос: если большинство реконструированных в Тункинской системе впадин полей напряжений отвечает транспрессивному режиму (сочетание сдвига и сжатия), то каким образом происходило раскрытие и формирование впадин? Тункинский рифт представляет собой ти-

пичный полуграбен с крутым северным бортом и пологим южным [27]. Северный борт – это наклонный на север горст Тункинского хребта, который обрывается во впадину крутым тектоническим уступом, южный – это северный склон сводового поднятия Хамар-Дабана. За поздний олигоцен – ранний плиоцен в центральной части Тункинской системы впадин была накоплена мощная толща осадков. Прогибание днищ и накопление осадков в это время происходило и в остальных впадинах юго-западного фланга Байкальской рифтовой системы. Одновременно с этим происходила и активизация базальтового вулканизма как собственно в Тункинской системе впадин, так и на Хамар-Дабане, в Восточном Саяне и Прихубсугулье [19]. Данные факты свидетельствуют о том, что в это время господствовал режим растяжения. Северо-восточная ориентировка базальтовых даек, широко распространенных на юго-западном фланге, предполагает северо-западное направление растяжения в это время, а с учетом субширотного положения основных структур – транстенсивный режим (сочетание сбросов и сбросо-сдвигов) (рис. 13). Среди реконструкций встречаются поля такого типа (стресс-тензоры режима растяжения и транстенсии), и большую часть из них мы отнесли к этому этапу.

На рубеже раннего-позднего плиоцена произошло изменение условий осадконакопления. Состав осадков стал более грубозернистым и их мощность значительно сократилась в сравнении с нижележащими отложениями. Отложения этого возраста и подобного состава известны практически во всех впадинах юго-западного фланга Байкальской рифтовой системы. Исследователи связывали это с ростом поднятий в окружении впадин и более быстрым их прогибанием. По нашим данным, реконструкция стресс-тензоров, сделанные по трещиноватости пород миоценового и плиоценового возраста, показывают сдвиговые, транспрессивные режимы и режимы сжатия. Об инверсии тектонического режима свидетельствуют также инверсионные поднятия Мондинской и Быстринской впадин, северных склонов Хамар-Дабана в районе Торской, Тункинской и Туранской впадин, западных склонов Еловского и Ниловского отрогов, антецедентные врезки рек Иркут, Ихэ-Угунь в междувпадинные перемычки и р. Ильча в поднятую окраину Быстринской впадины. На это указывают авторы работы [35], которые, правда, придерживаются другой точки зрения в интерпретации этих явлений. С позднего плейстоцена транспрессивными условиями деформаций характеризуется Мондинский участок Тункинской системы (Мондинско-Ихэ-Угуньская разломная система) [38]. Уступ с большим перепадом высот характерен для Тункинского разлома практически на всем его протяжении, и прекрасно выраженные фасеты свидетельствуют о

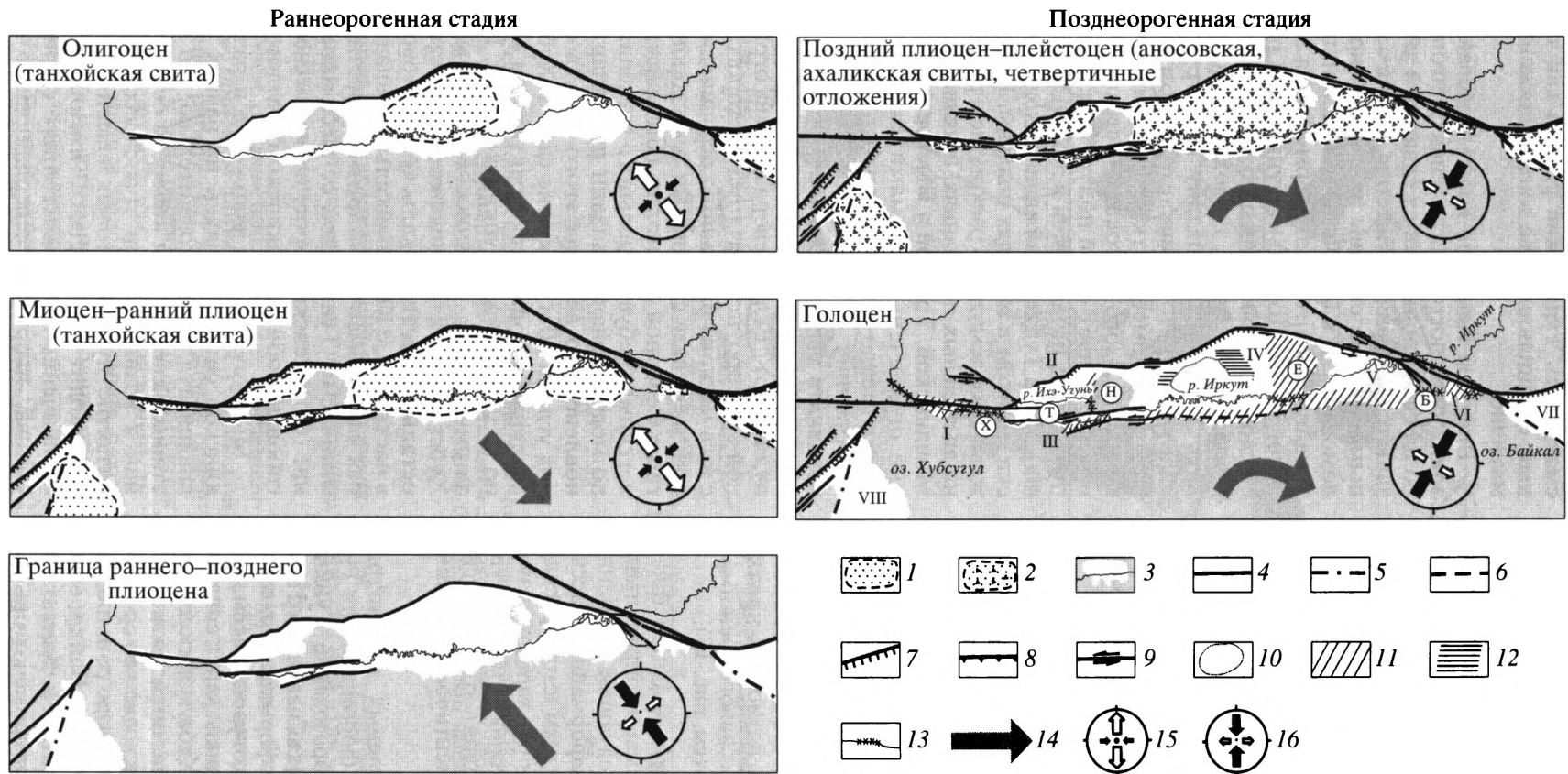


Рис. 13. Схема эволюции поля напряжений юго-западного фланга Байкальской рифтовой системы

1 – области осадконакопления раннеорогенной стадии (песчаники, алевролиты, аргиллиты, угленосные отложения); 2 – области осадконакопления позднеорогенной стадии (конгломераты, песчаники, туфы, пески, моренные отложения); 3 – современный контур впадин; 4–6 – разломы: 4 – достоверные, 5 – скрытые; 6 – предполагаемые; 7–9 – кинематика смещений по разломам: 7 – сбросы, 8 – взбросы; 9 – сдвиги; 10 – контур песчаного массива Бадар; 11 – области инверсионных поднятий; 12 – области современных опусканий; 13 – участки antecedентных долин; 14 – направление движения блоков земной коры; 15, 16 – поле напряжений: 15 – трансензионный режим, 16 – транспрессионный режим. На каждой схеме показано современное положение р. Иркут. Римскими цифрами обозначены впадины Тункинской системы (I–VI): I – Мондинская, II – Хойтогольская, III – Туранская, IV – Тункинская, V – Торская, VI – Быстринская; впадины центральной части и крайнего западного звена Байкальской рифтовой системы: VII – Южно-Байкальская; VIII – Хубсугульская. Буквами в кружках обозначены межвпадинные перемычки: X – Харадабанская; Т – Туранская; Н – Ниловская; Е – Еловская; Б – Быстринская

том, что первоначально его кинематика была сбросовой. Но в основании уступа практически повсеместно фиксируются разрывы позднекайнозойского возраста, имеющие левостороннюю сдвиговую, либо взбросо-сдвиговую кинематику. Деформации сбросового характера фиксируются только на участках разлома, имеющих северо-восточное простирание, как, например, на западном сегменте Аршанской палеосейсмодислокации [31]. Аналогичная ситуация наблюдается и в Хубсугульской впадине: сдвиговые смещения в основании сбросовых фасет в зоне Хубсугульского разлома [23]. Таким образом, изменение кинематики смещений в позднем кайнозое со сбросовой на сдвиговую и взбросо-сдвиговую – также свидетельство инверсии тектонического режима. С этого времени на юго-западном фланге Байкальской рифтовой системы фиксируется транспрессивный режим (см. рис. 13).

Как уже отмечалось выше, среди реконструкций выделяется группа полей напряжений сдвигового, транспрессивного и компрессионного типа с СЗ ориентировкой оси сжатия. Присутствие среди них стресс-тензоров, решения которых получены по деформациям пород миоценового возраста, не позволяет отнести эту группу полей к докайнозойскому этапу. В то же время для деформаций в породах, имеющих плиоценовый и плейстоценовый возраст, таких реконструкций нет. Поэтому логично заключить, что между плиоценом и миоценом существовал, возможно, кратковременный эпизод транспрессивного режима с СЗ направлением оси сжатия (см. рис. 13).

На современном этапе юго-западный фланг Байкальской рифтовой системы и сопредельные с ним территории имеют следующие особенности: сеймотектонические деформации, рассчитанные по фокальным механизмам землетрясений в [40] для Тункинской впадины, характеризуют сдвиговый режим, а на территории Прихубсугульского района северной Монголии – транспрессивный. Ось сжатия при этом ориентирована на северо-восток (см. рис. 14).

В свете приведенных данных рассмотрим предложенные ранее модели формирования Тункинской системы впадин. Образование Тункинских впадин в работах [33, 34] связывалось с формированием крупного трансформного разлома типа рифт–рифт (в качестве которого рассматривался Тункинский левосторонний сдвиг), соединяющего Южнобайкальскую и Хубсугульскую рифтовые впадины. Но заложение и развитие Тункинской системы впадин происходило со среднего олигоцена, то есть началось гораздо раньше, чем в самом крайнем западном звене Байкальской рифтовой системы – Хубсугульской, Дархатской и Бусийнгольской впадинах, развитие которых по разным данным происходило с конца миоцена,

плиоцена или плейстоцена. Таким образом, рассматривать Тункинский разлом как трансформный, соединяющий две зоны растяжения, проблематично.

Впадины типа пулл-апарт развиваются либо в зонах кулисного подставления сдвиговых зон, либо на свободных изгибах сдвиговой зоны, где создаются условия растяжения в связи с направленным в разные стороны движением крыльев разломов [45]. В классическом понимании структура типа пулл-апарт имеет форму ромба либо параллелограмма. Поскольку Тункинский разлом имеет сложную конфигурацию, где имеются участки “свободного изгиба”, то можно было бы представить Тункинскую впадину как структуру пулл-апарт [1, 7]. Но возникает ряд возражений. Эта впадина не имеет четкого разломного ограничения с юга и юго-востока, то есть она не замкнута и представляет собой полуграбен. Впадины типа пулл-апарт развиваются в зонах крупных сдвиговых зон, а Тункинский сдвиг находится практически целиком в пределах впадины. В сдвиговом режиме проблематично раскрытие и развитие впадин на дистальных окончаниях Тункинской системы – Мондинской, Торской и Быстринской, поскольку они ограничены разломами запад-северо-западного и северо-западного с простиранием и при левосторонних сдвиговых смещениях здесь будут возникать условия сжатия. Могла ли Хубсугульская впадина формироваться как структура типа пулл-апарт? Если с севера впадина ограничена зоной субширотного разлома (Иххорогольский), то с юга четкого разломного ограничения нет и вопрос о ее связи с крупными левосторонними сдвигами Северной Монголии (Болнайским, Цэцэрлегским) требует отдельного изучения. В работе по моделированию впадин пулл-апарт [39] установлено, что впадины этого типа формируются под углами 30 и 60° к зоне сдвига. Хубсугульская впадина располагается практически ортогонально к субширотной Тункинской зоне. И, наконец, формирование Тункинской системы впадин и Хубсугульской необходимо увязать с раскрытием остальной части Байкальской рифтовой системы, в частности, с Южнобайкальской впадиной, которая также имеет субширотное простирание, но в отличие от Тункинской ее разломное ограничение (Обручевский сброс) не имеет свободных изгибов, подобных Тункинскому разлому.

Мы считаем, что заложение и развитие Тункинской системы впадин на ранних этапах как впадин пулл-апарт сомнительно. Но на поздних этапах развития, при инверсии режима напряжений и возникновении транспрессивных условий развитие пулл-апартных впадин, по-видимому, происходит на участках, имеющих разломное ограничение северо-восточного с простиранием. Такова, например, северная часть собственно Тункинской впадины, где фиксируются области

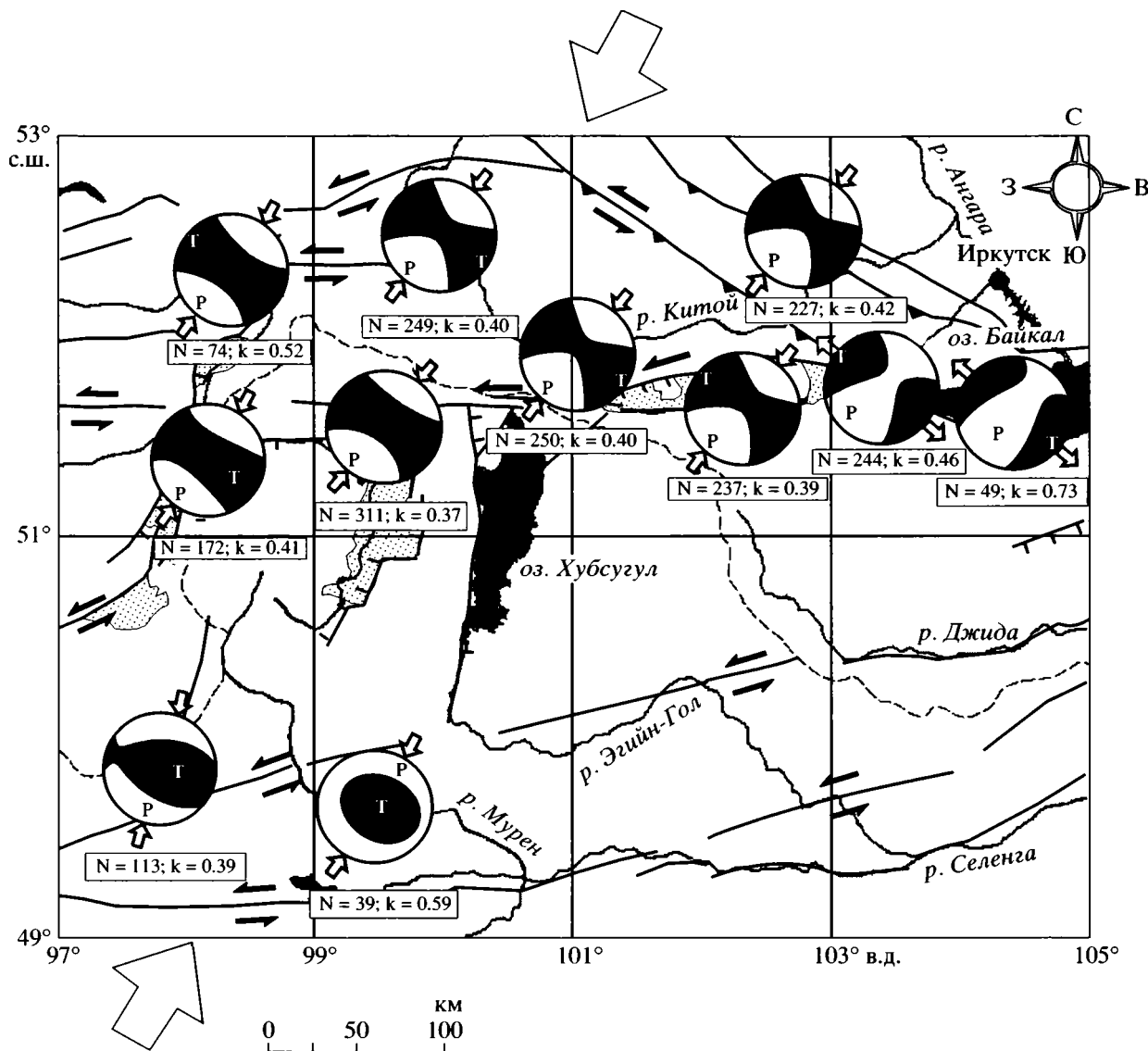


Рис. 14. Сейсмотектонические деформации Северной Монголии и юга Восточной Сибири по [40]

Проекция верхней полусферы, Т и Р – оси растяжения и сжатия, N – количество фокальных механизмов, k – коэффициент подобия индивидуального и среднего механизма. Стрелки показывают направление преобладающего режима сейсмотектонических деформаций

современного погружения, вероятно, северо-западная часть Хойтогорьской и юго-западная часть Туранской впадин.

При косом растяжении, которое определено главным механизмом формирования Тункинской цепи впадин в работе [14], ось растяжения ориентирована косо к зоне растяжения и формируются сбросы и сдвиго-сбросы (транстенсивный режим). Но из анализа полей напряжений, реконструированных на юго-западном фланге рифтовой системы, как по нашим данным, так и по данным из цитированной работы (см. рис. 7, с. 1242 в [13]) самой многочисленной является группа по-

лей, характеризующих режимы сдвига, транспрессии и сжатия.

Причины СЗ сжатия на рубеже раннего – позднего плиоцена объяснить довольно трудно. Ранее [20, 48] была предложена гипотеза, согласно которой этот кратковременный эпизод объяснялся воздействием коллизионных процессов в районе островных дуг западной части Тихого океана. На рубеже около 11–14 млн. лет назад в том регионе вошли в коллизионное взаимодействие островные дуги Идзу-Боннинская и Хонсю, и главная фаза сжатия в нем относится ко времени 4 млн. лет назад [49]. Эта же причина вызвала прекращение в позднем миоцене спринга и закрытие Япон-

ского моря, а также инверсию режима напряжений и взбросовые, надвиговые и складчато-глыбовые деформации в кайнозойских впадинах в континентальном обрамлении Японского моря [26].

Объяснение тому же явлению возможно также в рамках представлений М.Л. Коппа [5] о структурах латерального выжимания в Центральной Азии, возникших как реакция на внедрение в тело континентального массива индентора Индостана. Нагнетание литосферного материала в своеобразную ловушку между южным ограничением Западно-Сибирской платформы и юго-западным краем Сибирской платформы с формированием горных сооружений Алтае-Саянской области могло приводить к оттоку масс к юго-востоку вдоль края Сибирской платформы. При достаточно большой скорости этого движения, превышающей скорость растяжения в Байкальском рифте, должна была возникать ситуация сжатия между блоком Хамар-Дабана и Тувино-Монгольским массивом с формированием соответствующих парагенезов структур. В настоящее время трудно отдать предпочтение той или иной гипотезе.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, в развитии Тункинской системы впадин на юго-западном фланге Байкальской рифтовой системы нами выделяются два основных этапа, разделенные кратковременным эпизодом, каждый из которых характеризуется своим тектоническим режимом напряжений и ориентировкой главных осей напряжений. **С олигоцена и до конца миоцена – начала плиоцена** здесь в **транстенсивном режиме** осуществлялось раскрытие впадин в **СЗ-ЮВ направлении**, которое на рубеже **раннего – позднего плиоцена** прервалось эпизодом **транспрессивного режима со сжатием в направлении на СЗ**. Затем с **позднего плиоцена** ситуация на юго-западном фланге коренным образом изменилась, и деформации с этого времени осуществляются в **режиме транспрессии с СВ направлением оси сжатия** (см. рис. 13). В рамках предложенной эволюции поля напряжений увязываются существующие конкурирующие модели развития впадин юго-западного фланга Байкальской рифтовой системы – **косое растяжение или транстенсия на ранних этапах их развития и элементы пулл-апартовой тектоники на поздних этапах**, когда левосторонний сдвиг по широтной зоне разлома провоцирует локальное растяжение на северо-восточных его участках. Возникновение в позднем кайнозое на юго-западном фланге Байкальской рифтовой системы транспрессивного режима мы связываем с воздействием сжатия в результате Индо-Азиатской коллизии, которая определяет стиль деформации во всей юго-восточной Азии. В сопредельных с Байкальской

рифтовой системой территориях Монголии, Западного и Восточного Саяна, Алтая сжатие со стороны Индостана вызывает сокращение земной коры в субмеридиональном и северо-восточном направлениях и формирование горных систем современного рельефа.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты №№ 05-05-97285, 05-05-64702), Президиума СО РАН.

Авторы благодарны академику РАН Е.Е. Милановскому и доктору геол.-мин. наук В.Г. Трифонову за весьма полезные советы и замечания, высказанные в их рецензиях. Авторы признательны коллегам по работе канд. геол.-мин. наук А.В. Аржанниковой, М.А. Бурчевской, профессорам К. Лароку, Ж.-Ф. Стефану, Ф. Ритцу за помощь при проведении полевых работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балла З., Кузьмин М.И., Леви К.Г. Кинематика раскрытия Байкала // Геотектоника. 1990. № 2. С. 80–91.
2. Берзин Н.А. Зона Главного разлома Восточного Саяна. М.: Наука, 1967. 147 с.
3. Елкин В.А. Закономерности пространственной изменчивости интенсивности крипа // Оценка и управление природными рисками. Материалы Общероссийской конференции “Риск-2000”. М.: Анкил, 2000. С. 71–75.
4. Зорин Ю.А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М.: Наука, 1971. 168 с.
5. Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Научный мир, 1997. 314 с.
6. Ламакин В.В. Неотектоника Байкальской впадины. М.: Наука, 1968. 247 с.
7. Леви К.Г. Кинематика раскрытия впадин Байкальской рифтовой зоны в свете плитотектонических концепций // Современная геодинамика и сейсмичность Байкальского региона. Иркутск: ИЗК СО РАН, 1997. С. 84–108.
8. Литология третичных отложений впадин юго-западной части Байкальской рифтовой зоны // Под ред. Логачева Н.А. М.: Наука, 1972, 120 с.
9. Логачев Н.А. Кайнозойские отложения Прибайкалья: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск: Ин-т геологии ВСФ АН СССР, 1956. 16 с.
10. Логачев Н.А. Кайнозойские континентальные отложения впадин байкальского типа // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1958. № 4. С. 18–29.
11. Логачев Н.А. Осадочные и вулканогенные формации Байкальской рифтовой зоны // Байкальский рифт. М.: Наука, 1968. С. 72–101.
12. Логачев Н.А., Рассказов С.В., Иванов А.В., Леви К.Г., Бухаров А.А., Кашик С.А., Шерман С.И. Кайнозойский рифтогенез в континентальной литосфере // Литосфера Центральной Азии / Под

- ред. Логачева Н.А. Новосибирск: Наука, Сибирская издательская фирма, 1996. С. 57–80.
13. Лукина Н.В. Четвертичные движения по разломам юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны // Геотектоника, 1989. № 2. С. 89–100.
 14. Лунина О.В., Гладков А.С. Разломная структура Тункинского рифта – отражение процесса косого растяжения // Докл. АН. 2004. Т. 398. № 4. С. 516–518.
 15. Нагорья Прибайкалья и Забайкалья / Под ред. Флоренцева Н.А. М.: Наука, 1974. 359 с.
 16. Полянский О.П., Добрецов Н.Л. Модель развития осадочного бассейна типа пул-апарт // Докл. АН. 2001. Т. 380. № 3. С. 368–373.
 17. Равский Э.И. Осадконакопление и климаты Внутренней Азии в антропогене. М.: Наука, 1972. 335 с.
 18. Равский Э.И., Александрова Л.П., Вангейнгейм Э.А., Гербова В.Г., Голубева Л.В. Антропогенные отложения юга Восточной Сибири. М.: Наука, 1964. 280 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 105).
 19. Рассказов С.А. Магматизм Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1993. 288 с.
 20. Рассказов С.В., Логачев Н.А., Иванов А.В. Корреляция позднекайнозойских тектонических и магматических событий в Байкальской рифтовой системе с событиями на юго-востоке Евразийской плиты // Геотектоника. 1998. № 4. С. 25–40.
 21. Ружич В.В. О сочетании напряжений растяжения и сжатия в Байкальском рифте // Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М.: Наука, 1978. С. 27–32.
 22. Ружич В.В., Шерман С.И., Тарасевич С.И. Новые данные о надвигах в юго-западной части Байкальской рифтовой зоны // Докл. АН СССР. 1972. Т. 205. С. 920–923.
 23. Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Парфеев А.В., Аржанникова А.В., Лухнев А.В. Позднекайнозойское напряженное состояние земной коры Прихубсугулья (Северная Монголия) по натурным и экспериментальным данным // Геотектоника. 2004. № 2. С. 78–90.
 24. Тектоника и вулканизм юго-западной части Байкальской рифтовой зоны / Под ред. Флоренцова Н.А. М.: Наука, 1973. 136 с.
 25. Уфимцев Г.Ф. Вклад в теорию геоморфологии и неотектонические обобщения // Литосфера Центральной Азии. Новосибирск: Наука СИФ РАН, 1996. С. 81–91.
 26. Филатова Н.И. Кайнозойские структуры растяжения в континентальном обрамлении Японского моря // Геотектоника. 2004. № 6. С. 67–88.
 27. Флоренцов Н.А. О роли разломов и прогибов в структуре впадин байкальского типа // Вопросы геологии Азии. М.: АН СССР. 1954. Т. 1. С. 610–685.
 28. Хромовских В.С. Сейсмогеология Южного Прибайкалья. М.: Наука, 1965. 122 с.
 29. Хромовских В.С., Чипизубов А.В., Курушин Р.А., Смекалин О.П., Дельянский Е.А. Новые данные о палеосейсмодислокациях Байкальской рифтовой зоны // Сейсмичность и сейсмическое районирова-
 - ние Северной Евразии. Вып. 1. М.: Наука, 1993. С. 256–264.
 30. Чипизубов А.В., Смекалин О.П. Палеосейсмодислокации и связанные с ними палеоземлетрясения по зоне Главного Саянского разлома // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 6. С. 936–947.
 31. Чипизубов А.В., Смекалин О.П., Семенов Р.М. Палеосейсмодислокации и связанные с ними палеоземлетрясения в зоне Тункинского разлома // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 6. С. 587–602.
 32. Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1989. 158 с.
 33. Шерман С.И., Леви К.Г. Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны // Докл. АН СССР. 1977. Т. 233. № 2. С. 454–464.
 34. Шерман С.И., Леви К.Г. Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны и сейсмичность ее флангов // Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М.: Наука, 1978. С. 7–18.
 35. Шетников А.А., Уфимцев Г.Ф. Структура рельефа и новейшая тектоника Тункинского рифта (юго-западное Прибайкалье). М.: Научный мир, 2004. 160 с.
 36. Angelier J. Tectonic analysis of fault slip data sets // J. Geoph. Res. 1984. Vol. 89. № B7. P. 5835–5848.
 37. Angelier J. From orientation to magnitudes in paleostress determinations using fault slip data // J. Structural geology. 1989. Vol. 11. P. 37–50.
 38. Arjannikova A., Larroque C., Ritz J.-F., Deverchere J., Stephan J.F., Arjannikov S., San'kov V. Geometry and kinematics of recent deformation in the Mondy-Tunka area (south-westernmost Baikal rift zone, Mongolia-Siberia) // Terra Nova. 2004. Vol. 16. P. 265–272.
 39. Basile Ch., Brun J.P. Transtensional faulting patterns ranging from pull-apart basins to transform continental margins: an experimental investigation // J. Structural geology. 1999. Vol. 21. P. 23–37.
 40. Complex geophysical and seismological investigations in Mongolia / Ed. Dzhurik V.I., Dugarmaa T. Ulaanbaatar-Irkutsk, 2004. 315 с.
 41. Delvaux D. The TENSOR program for reconstruction: examples from east African and the Baikal rift systems // Terra Abstr. Abstr. suppl. Terra Nova, 1993. Vol. 5. P. 216.
 42. Delvaux D., Moyes R., Stapel G., Petit C., Levi K., Miroshniichenko A., Ruzhich V., Sankov V. Paleostress reconstruction and geodynamics of the Baikal region, Central Asia. Part II: Cenozoic rifting // Tectonophysics. 1997. Vol. 282. P. 1–38.
 43. Ignatova N.V., Kulagina N.V., Mashchuk V.A., Shibanova I.V., Ufimtsev G.F., Perevalov A.V., Rezanova V.P., Vogt Th. Soft sediments of the Tunka rift, Eastern Siberia // Rifting in intracontinental setting: Baikal Rift System and other Continental Rifts // Abstract Book of Third Annual Meeting of the Project ICGP 400 "Geodynamics of Continental Rifting". Irkutsk – Lake Baikal, 22–30 of August 1999. Irkutsk: Tervuren. 1999. P. 73–74.
 44. Logatchev N.A., Zorin Yu.A. Evidence and causes of the two-stage development of the Baikal rift // Tectonophysics. 1987. Vol. 143. № 1–3. P. 225–234.

45. Mann P., Hempton M.R., Bradley D.C., Burke K. Development of pull-apart basins // *J. Geology*. 1983. Vol. 91. P. 529–554.
46. McCalpin J.P., Khromovskikh V.S. Holocen paleoseismicity of the Tunka fault, Baikal rift, Russia // *Tectonics*. 1995. V. 14. № 3. P. 594–605.
47. San'kov V.A., Miroshnichenko A.I., Levi K.G., Lukhnev A.V., Melnikov A.I., Delvaux D. Cenozoic stress field evolution in the Baikal rift zone // *Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod. Elf Aquitaine*. 1997. Vol. 21(2). P. 435–455.
48. Sankov V.A., Rasskazov S.V., Parfeevets A.V. Instability of the Late Cenozoic crustal stress in the Udokan volcanic field, northeastern Baikal rift system // *Rifting in intracontinental setting: Baikal rift and other continental rifts: Third Annual Meeting of the Project IGCP 400 "Geodynamics of Continental Rifting"*. Irkutsk – Lake Baikal. 22–30 of August 1999. Irkutsk–Tervuren. 1999. P. 190–194.
49. Sato H. The relationship between late Cenozoic tectonic event and stress field and basin development in northeast Japan // *J. Geophys. res.* 1994. Vol. 99. № B11. P. 22261–22274.

Рецензенты: Е.Е. Милановский, В.Г. Трифонов

Geodynamic Conditions of Evolution of the Tunka Branch in the Baikal Rift System

A. V. Parfeevets and V. A. San'kov

Institute of the Earth's Crust, Siberian Division, Russian Academy of Sciences, ul. Lermontova 128, Irkutsk, 664033 Russia
e-mail: aparf@crust.irk.ru

Abstract—The Cenozoic paleostress state of the Earth's crust at the southwestern flank of the Baikal Rift System (Tunka system of basins) is reconstructed. With allowance for known facts about the geologic history of the Tunka system of basins, the evolution of the stress field and its formation conditions are established by comparison of the obtained reconstructions, including the dated stress fields, with the Pleistocene–Holocene deformations in active fault zones and the present-day stress state (seismotectonic deformations calculated from the source mechanisms of earthquakes). The opening of basins in the NW–SE direction was proceeding in the transtensional regime from the Oligocene to the late Miocene or early Pliocene. At the early–late Pliocene boundary, this process was followed by the transpressional regime with compression in the NW direction. In the late Pliocene, the situation at the southwestern flank changed drastically. Since that time, deformation has occurred in the transpressional regime and the compression axis has been oriented in the NE direction. The alternative models of the evolution of the Tunka system of basins—oblique extension in the transform fracture zone and a pull-apart system—are considered. Both models are combined in the framework of the suggested stress-field reconstruction. The oblique extension (transtension) was related to the early stages of evolution, whereas a possibility of forming pull-apart basin was existent at the late stages.

УДК 551.242.5.057(571.1)

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ МЕГАВАЛЫ НА СЕВЕРЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

© 2006 г. Д. Г. Кушнир

ОАО "Таймыргеофизика", 647000, Красноярский край,
Таймырский (Долгано-Ненецкий) автономный округ, г. Дудинка, ул. Рабочая, д. 42
Поступила в редакцию 5.09.2005 г.

В статье на основании геолого-геофизических данных анализируются взаимоотношения крупнейших тектонических структур севера Центральной и Западной Сибири. Обосновываются представления, согласно которым известная в этом регионе цепь прогибов и синеклиз (Енисей-Хатангский и Лено-Анабарский прогибы, Усть-Енисейская и Ямало-Гыданская синеклизы) с юга и севера ограничена системами мегавалов того же порядка и возраста. Предполагается, что мегавалы, появившись одновременно с прогибами, впоследствии подверглись размыву и оказались погребены под толщей мезо-кайнозойских осадков.

ВВЕДЕНИЕ

Традиционно север Центральной Сибири рассматривается как континентальная палеоокраина, трансформированная столкновением плит [3]. При этом здесь выделяются области, существенно различающихся по геологическому строению: Таймырская складчатая область сменяется в южном направлении субширотной системой прогибов и синеклиз (Енисей-Хатангский и Лено-Анабарский прогибы, Усть-Енисейская и Ямало-Гыданская синеклизы), которая, в свою очередь, далее к югу переходит в основные структуры Сибирской платформы (рис. 1).

На сегодняшний день остаются предметом дискуссий вопросы, касающиеся взаимоотношения меридиональных, в основном, структур центральной части Сибирского континента и субширотных структур континентальной палеоокраины, деформированной столкновением плит. Так, например, неясно каким образом соотносятся Енисей-Хатангский прогиб и Тунгусская синеклиза. Многие исследователи до сих пор считают, что последняя переходит в прогиб плавно, без каких бы то ни было разделяющих структур. Только однажды высказана точка зрения [3], согласно которой их разъединяет система мегавалов, объединяющаяся в мегагряду. Однако и в этом случае мегавалы объединялись только по местоположению без учета возраста и происхождения, что ограничивает понимание тектонического строения региона в целом.

Кроме того, до сих пор предметно не рассматривалось соотношение крупнейших структур в пределах самой континентальной палеоокраины. В то же время здесь, в районе крупных прогибов, наложенные мезозойские дислокации в значительной мере исказили и скрыли палеозойский

структурный план, что также осложняет анализ тектонического строения региона в целом, поскольку не позволяет судить о северной границе системы прогибов и синеклиз.

КРАТКИЙ АНАЛИЗ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПО СТРОЕНИЮ ЗОН СОЧЛЕНЕНИЯ КРУПНЕЙШИХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР РЕГИОНА

Поскольку заложение большинства крупнейших тектонических структур региона происходило в позднем палеозое [1, 3, 5], при рассмотрении их взаимоотношения определяющее значение имеет геологическое строение палеозойского комплекса пород. На сегодняшний день фактический материал, касающийся строения этого комплекса в рассматриваемых зонах весьма ограничен.

Такая ситуация, кроме низкой геолого-геофизической изученности территории в целом, обусловлена также объективными геологическими причинами. Прежде всего, нужно отметить, что почти повсеместно палеозойские образования в зонах сочленения крупнейших структурных элементов региона оказались перекрыты раннетриасовым вулканогенно-осадочным комплексом отложений и мезо-кайнозойскими осадочными образованиями, что практически исключает их непосредственный анализ.

Использование дистанционных методов исследования недр здесь также имеет свои пределы. Применение геофизических методов, основанных на изучении потенциальных полей, в рассматриваемых зонах ограничено вследствие присутствия в разрезе трапповых образований, мощность которых местами достигает 3000 метров.

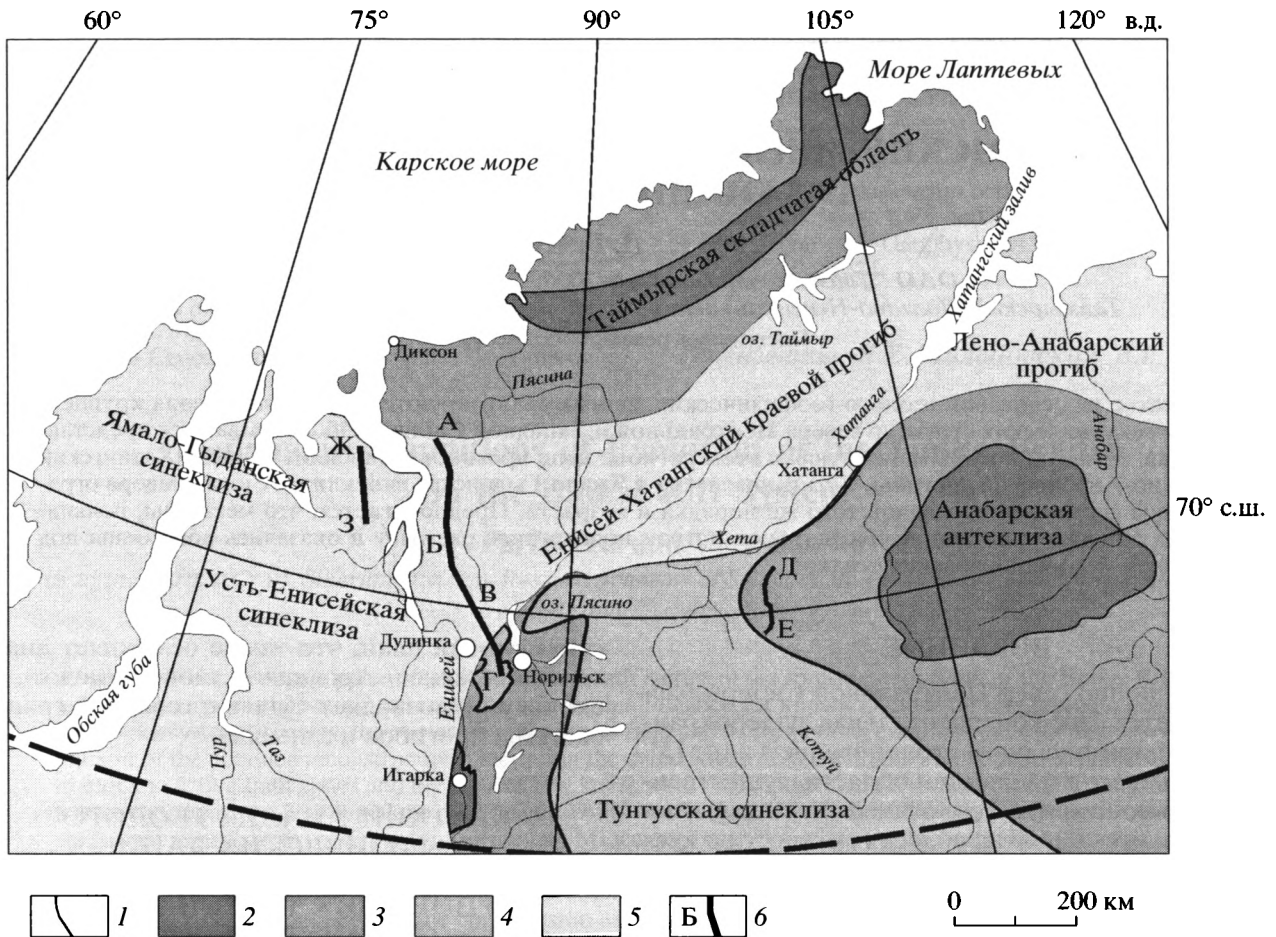


Рис. 1. Обзорная схема региона исследований

1 – границы распространения структурно-формационных комплексов; 2–5 – структурно-формационные комплексы: 2 – рифейский, 3 – вендско-ранне-позднепалеозойский, 4 – позднепалеозойский-раннемезозойский, 5 – мезокайнозойский; 6 – положение сейсморазведочных профилей, по которым приводятся разрезы

Так называемые сибирские траппы характеризуются сложным изрезанным магнитным полем с интенсивными положительными и отрицательными аномалиями, присутствием в разрезе хаотически распределенных зон высокой и низкой проводимости, наличием плотностных аномалий разного знака.

Подобной помехи лишена сейсморазведка, для которой трапповый комплекс является практически “прозрачным”. В пределах Енисей-Хатангского прогиба и на сопредельных территориях отработано значительное количество сейсморазведочных профилей МОГТ. Однако сейсморазведочные исследования в прогибе были ориентированы в основном на изучение юрско-мелового осадочного чехла и в своей массе не дают возможности судить о структурном положении палеозойских отложений. Такой же вывод можно сделать и относительно материалов глубинных сейсмических зондирований, которые позволяют делать выво-

ды только о наиболее общих чертах строения палеозойского комплекса пород.

В свете вышеизложенного большое значение для изучения тектоники палеозоя приобретает единственный в пределах Енисей-Хатангского прогиба опорный сейсморазведочный маршрут МОГТ Диксон – оз. Хантайское. На севере и юге маршрут пересекает зоны сочленения прогиба со смежными структурами и позволяет говорить о наличии в этих зонах антиклинальных перегибов протерозойских и ниже-среднепалеозойских отложений (рис. 2–4). Стратиграфическая привязка опорных сейсмических горизонтов при этом достаточно надежно осуществляется по выходам на поверхность палеозоя в районе Таймырской складчатой системы и Туруханско-Норильской системы поднятий.

Определенное значение при анализе тектонического строения рассматриваемых зон сочленения имеют также сейсморазведочные профили

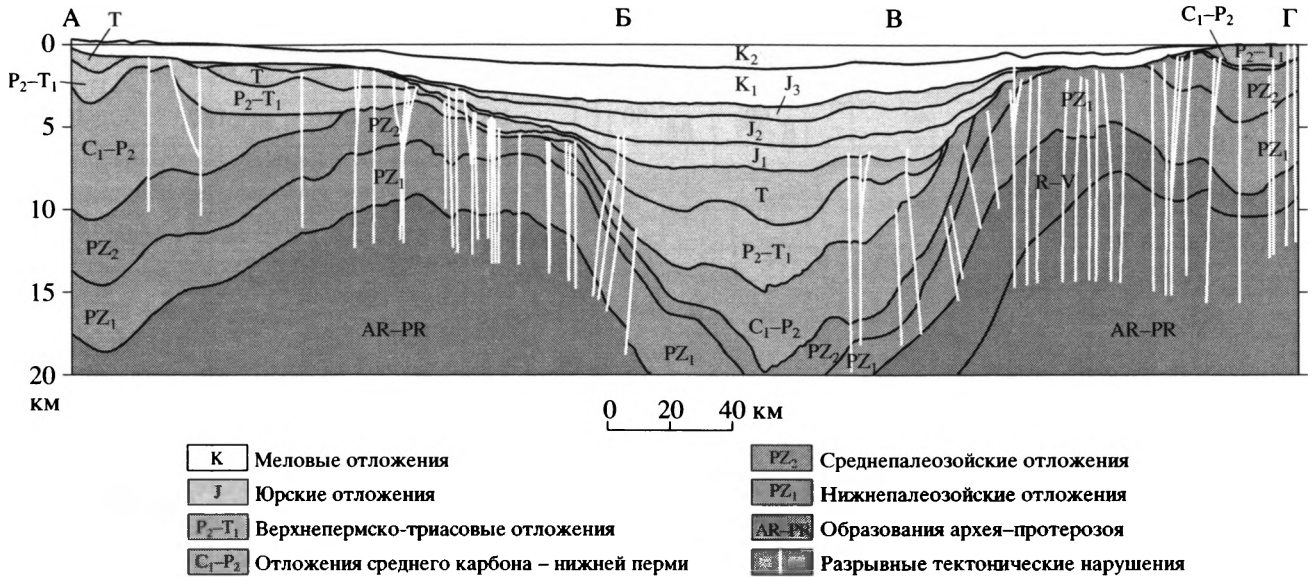


Рис. 2. Упрощенный геологический разрез по опорному сейсморазведочному маршруту Диксон – оз. Хантайское (положение маршрута показано на рис. 1), по материалам А.И. Мельника, Д.Г. Кушнира, ОАО “Таймыргеофизика”, 2003 г.

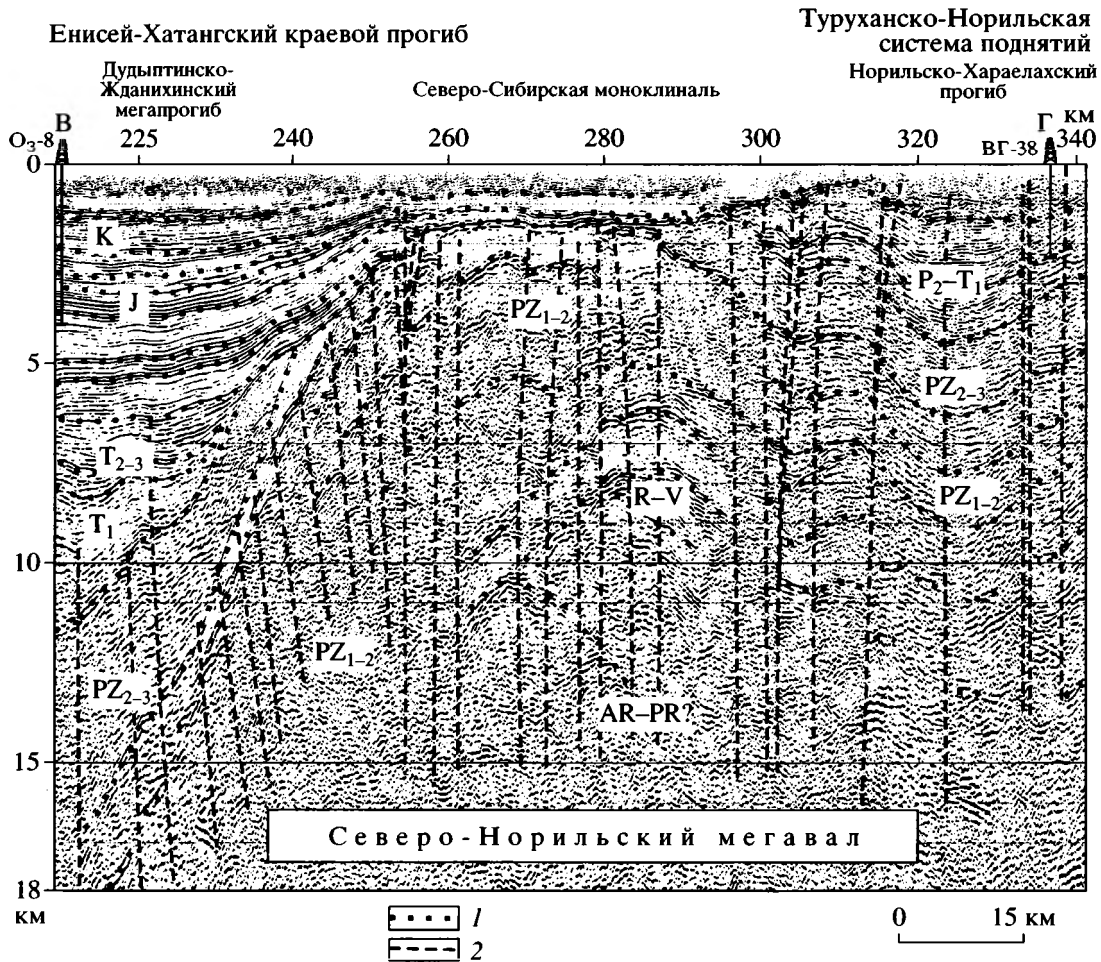


Рис. 3. Глубинный сейсмический разрез по южной части регионального маршрута Диксон – оз. Хантайское, вкrest простираения тектонической структуры, ограничивающей палеозойское основание Енисей-Хатангского прогиба с юга (положение разреза показано на рис. 1), по материалам А.И. Мельника, Д.Г. Кушнира, ОАО “Таймыргеофизика”, 2003 г. 1 – отражающие сейсмического горизонта; 2 – разрывные тектонические нарушения

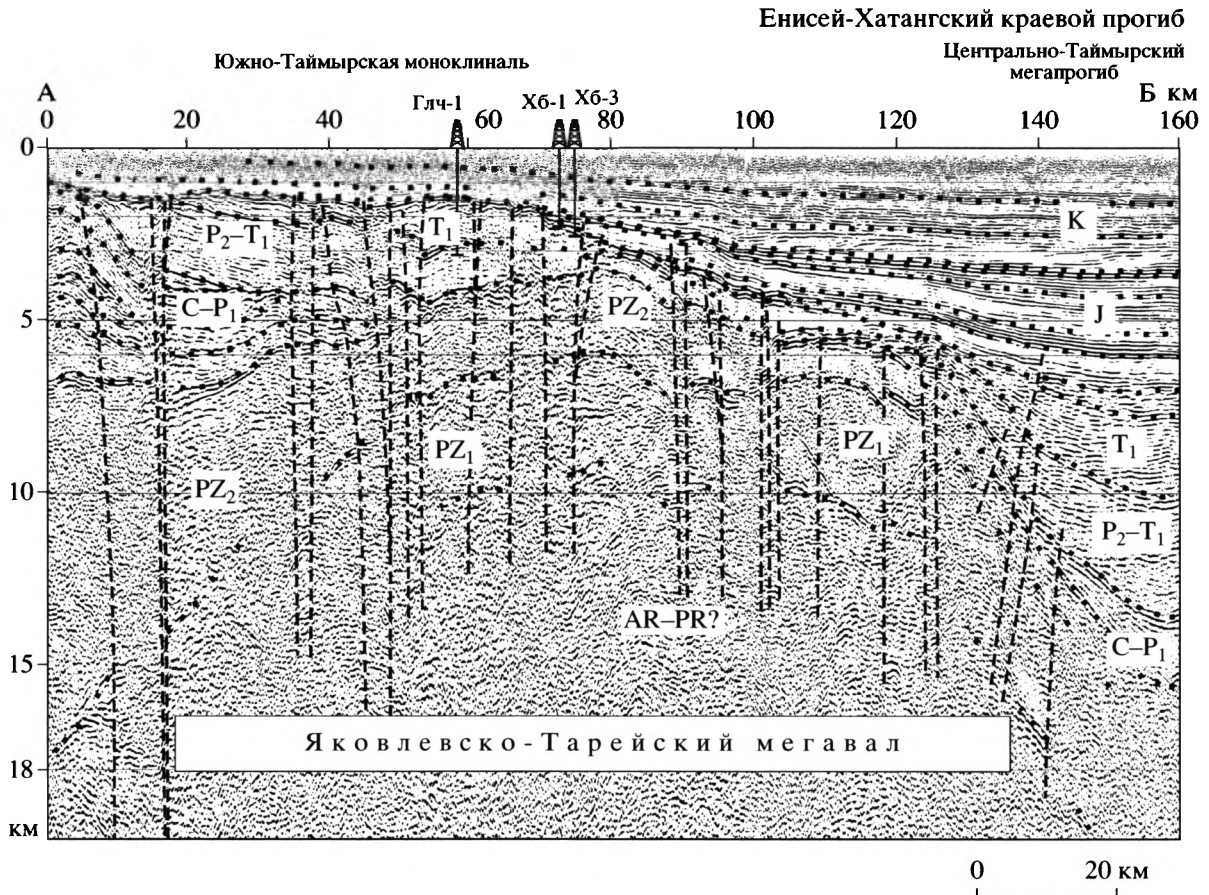


Рис. 4. Глубинный сейсмогеологический разрез по северной части регионального маршрута Диксон – оз. Хантайское, вкrest простираия Яковлевско-Тарейского мегавала, по материалам А.И. Мельника, Д.Г. Кушнера, ОАО “Таймыр-геофизика”, 2003 г.

Условные обозначения см. рис. 3

МОГТ, расположенные в прибортовых частях прогиба и на прилегающих к нему территориях, где мезозойские отложения выклиниваются, а палеозойские максимально приближаются к поверхности. Разрезы по таким профилям опять же позволяют говорить о наличии перегибов в палеозойских образованиях (рис. 5, 6).

Необходимо отметить, что в условиях скудности информации, касающейся строения палеозойского комплекса отложений непосредственно в зонах сочленения крупнейших структур, важную роль приобретают геологические данные по прилегающим территориям. Так, в пределах Таймырской складчатой системы, Анабарской антеклизы, Туруханско-Норильской системы поднятий палеозойские образования хорошо изучены по выходам на поверхность. В какой-то мере это позволяет экстраполировать связанные с ними тектонические структуры в область, где те оказались перекрыты мезозойскими образованиями.

ОБСУЖДЕНИЕ

На сегодняшний день остается невыясненным соотношение известной на севере Центральной и Западной Сибири субширотной системы прогибов и синеклиз с меридиональными структурами Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты. Остается неясным также взаимоотношение прогибов с Таймырской складчатой системой.

Вместе с тем анализ существующих сейсморазведочных данных позволяет сделать вывод о продолжении мегавыступа палеозойских образований западного склона Анабарской антеклизы вдоль всего Енисей-Хатангского прогиба. Слабая изученность рассматриваемой территории сейсморазведкой компенсируется за счет материалов геологических съемок, позволяющих трассировать плановое положение этой структуры по наложенной антиклинали мезозойского возраста, наследственный характер которой подтверждается в том числе и сейсморазведочными данными (Путоранский мегавал – см. рис. 5).

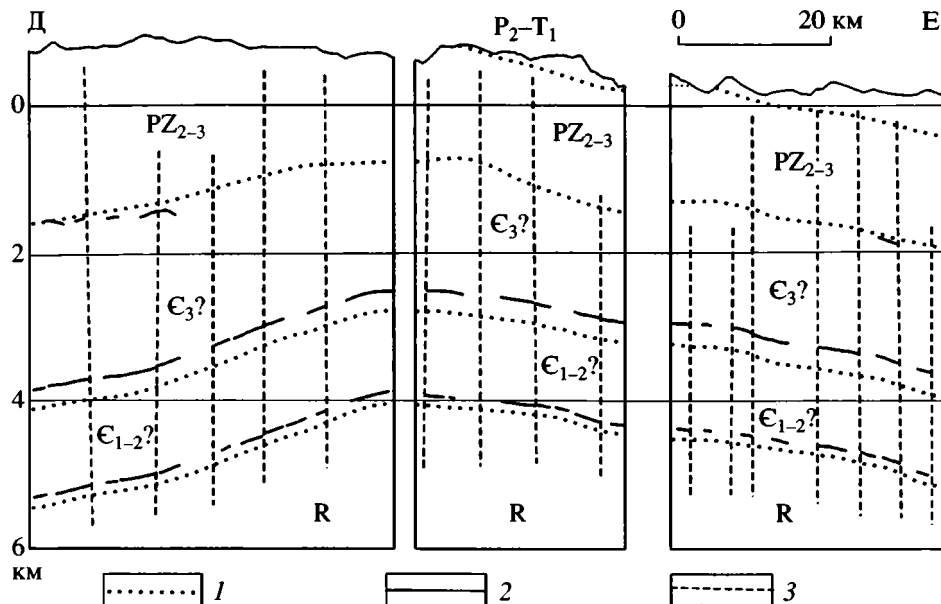


Рис. 5. Сейсмогеологический разрез вкост простирания Путоранского мегавала, ограничивающего палеозойское основание Енисей-Хатангского прогиба с юга (положение разреза показано на рис. 1), по материалам А.И. Мельника, Д.Г. Кушнира, ОАО "Таймыргеофизика", 2002 г.

1 – геологические границы; 2 – отражающие сейсмические горизонты; 3 – разрывные тектонические нарушения

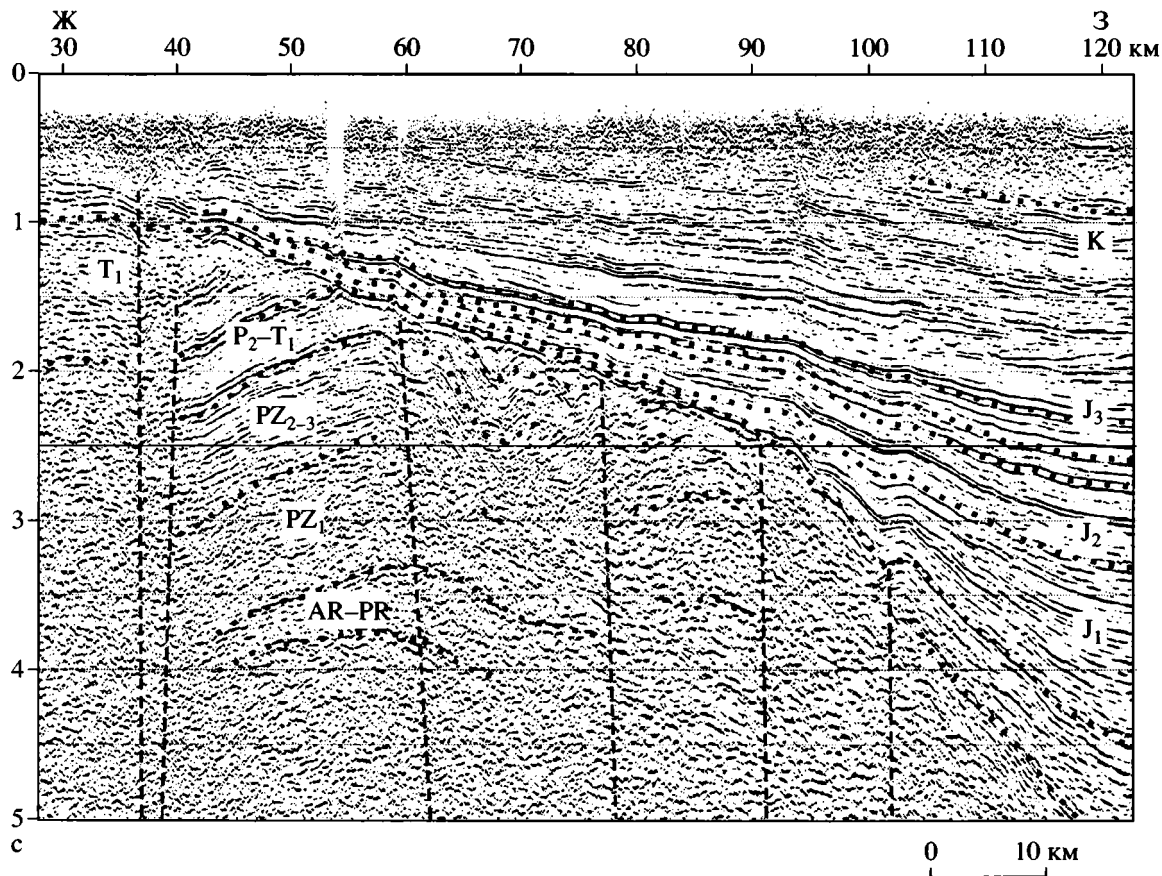


Рис. 6. Временной сейсмический разрез по профилю 302188, вкост простирания тектонической структуры, ограничивающей палеозойское основание Енисей-Хатангского прогиба с севера (положение разреза показано на рис. 1), по материалам ОАО "Таймыргеофизика"

Условные обозначения см. рис. 3

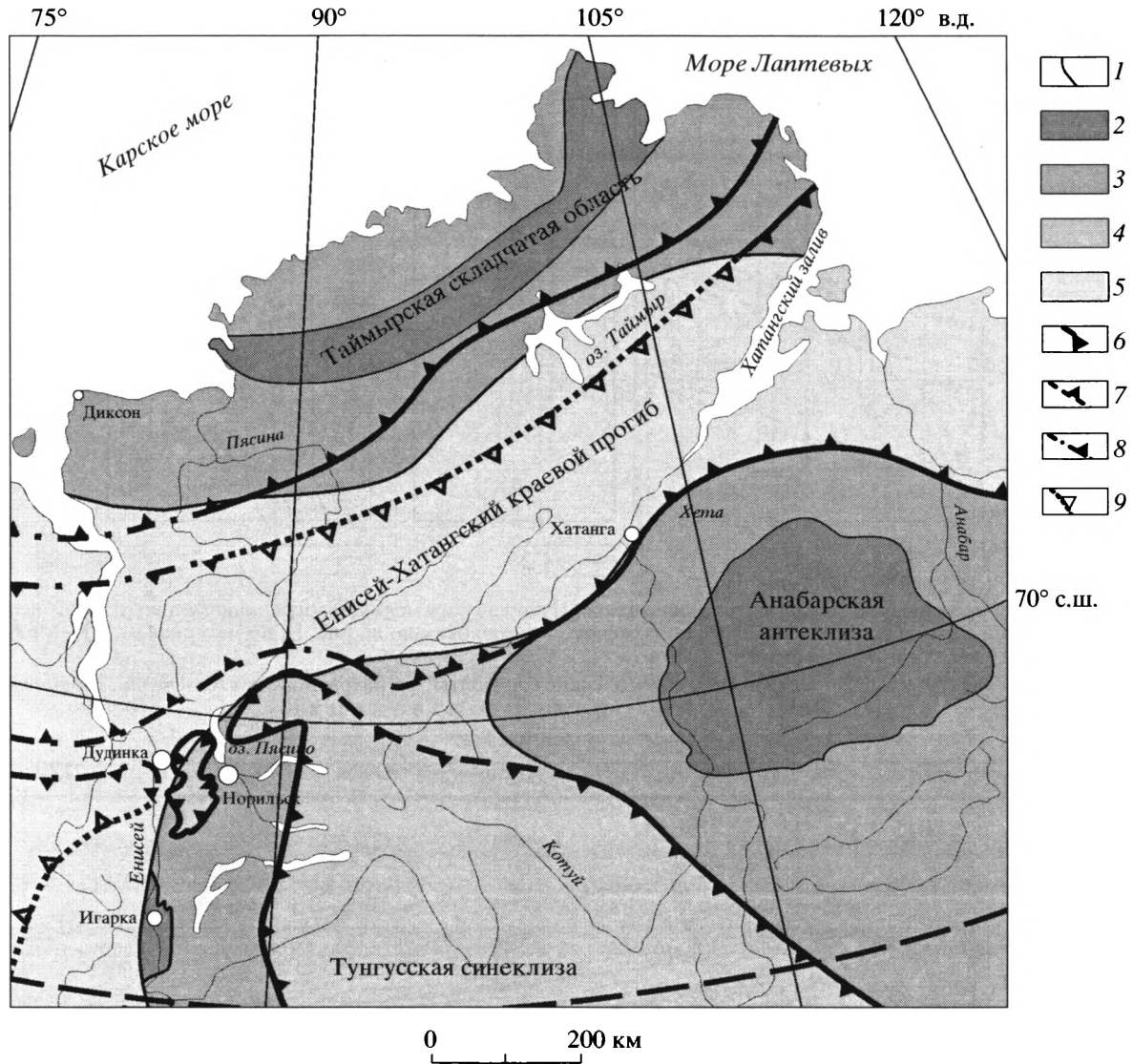


Рис. 7. Геолого-структурная схема, полученная на основании анализа геологических и сейсморазведочных данных
 1 – границы распространения структурно-формационных комплексов; 2–5 – структурно-формационные комплексы: 2 – рифейский, 3 – вендско-ранне-позднепалеозойский, 4 – позднепалеозойский-раннемезозойский, 5 – мезокайнозойский; 6–9 – границы надпорядковых антиклинальных структур: 6 – выделенные по выходам на поверхность вендско-ранне-позднепалеозойского структурно-формационного комплекса, 7 – проведенные по контурам крупных мезозойских структур и подтвержденные сейсморазведочными данными, 8 – выделенные в результате интерпретации сейсморазведочных данных, 9 – проводимые на основании общих структурных и геологических представлений

В результате, на основании имеющихся геолого-геофизических данных речь может идти о единой мегаструктуре позднепалеозойского возраста, объединяющей ряд мегавалов. Она начинается с западного склона Анабарской антеклизы и тянется под мезозойскими образованиями в западном направлении вплоть до оз. Пясино, где ее южное крыло вновь выходит на поверхность из-под перекрывающих мезо-кайнозойских толщ.

Мегаструктура позднепалеозойского возраста проявляется на сейсмических разрезах и к западу от оз. Пясино (см. рис. 2, 3), те же данные позво-

ляют продолжать ее и далее, на левый берег р. Енисей.

Нужно отметить возможность продления ограничивающей Енисей-Хатангский прогиб с юга системы мегавалов и дальше в западном направлении. Такой вывод можно обосновать, во-первых, тем, что продолжают наложенные мезозойские структуры, которые, согласно сейсморазведочным данным, наследуют положение погребенных палеозойских. Во-вторых, эти наложенные структуры в дальнейшем доходят вплоть до Обской Губы, где в районе Новопортовского месторождения

в палеозойских отложениях отмечается перегиб, по морфологии сходный с рассмотренными [4].

Анализ геолого-геофизических данных в пределах Южно-Таймырской моноклинали (северная граница Енисей-Хатангского прогиба) также позволяет констатировать здесь присутствие подобной системы мегавалов. На востоке она складывается из Быррангской и Кульдимской антиклиналей, известных по результатам геологических съемок, на западе в нее входит Яковлевско-Тарейский мегавал, выявленный по сейсморазведочным данным (см. рис. 4).

Скорее всего, мегавалы продолжают и на левый берег р. Енисей, где также отмечаются характерные перегибы на сейсмических разрезах (см. рис. 6), а возможно, и далее в северо-западном направлении, на Гыданский полуостров и север Ямала, тем более что, согласно тем же сейсморазведочным данным, их амплитуда в этом направлении возрастает.

Таким образом, крупные прогибы севера Центральной и Западной Сибири в палеозойском основании с севера и юга ограничивают системы мегавалов того же порядка и возраста (рис. 7). Об одновременном заложении в позднем палеозое системы складок, включающей как прогибы, так и валы, свидетельствует существенное увеличение мощности всех отложений, начиная с каменноугольных, в сторону осевых частей прогибов (по сейсморазведочным данным – рис. 2). Впоследствии, в мезозойский период, мегавалы, по-видимому, оказались частично размыты, а литостатическое выравнивание, повлекшее за собой дальнейшее опускание в пределах прогибов и синеклиз, привело к образованию над ними толщи мезо-кайнозойских осадков, которая местами имеет весьма значительную мощность.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты проведенного анализа позволяют говорить о существовании мегавалов позднепалеозойского возраста, ограничивающих систему прогибов и синеклиз севера Центральной и Западной Сибири. На юге они отделяют Енисей-Ха-

тангский и смежные с ним прогибы от структур Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты, на севере – от складок Горного Таймыра.

Тектоническая позиция мегавалов, возможно, определяется коллизионными процессами на стыке Карского и Сибирского кратонов и одновременным формированием в позднем палеозое системы складок, включающей прогибы и валы. На рубеже палеозоя и мезозоя мегавалы оказались частично размыты. Их дальнейшее развитие было осложнено опусканием в пределах прогибов, связанным с литостатическим выравниванием.

Таким образом, в результате проведенного анализа геолого-геофизических данных удалось показать существование двух систем мегавалов, ограничивающих с юга и севера Енисей-Хатангский краевой прогиб. Предполагается, что они могут продолжаться и дальше на запад, ограничивая палеозойское основание Усть-Енисейской и Ямало-Гыданской синеклиз. Подобные выводы позволяют существенно повысить перспективы нефтегазоносности палеозойских толщ в рассматриваемом регионе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Верниковский В.А.* Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1996. 203 с.
2. *Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 535 с.
3. Геодинамика и новые типы резервуаров нефти и газа: М.: Недра, 1995. 285 с.
4. *Корнев В.А.* Прогнозирование объектов для поисков залежей углеводородного сырья по сейсмогеологическим данным (на примере осадочного чехла Западной Сибири), Тюмень: Тюм. ГИГУ, 2000. 170 с.
5. *Метелкин Д.В., Казанский А.Ю., Верниковский В.А. и др.* Первые палеомагнитные данные по раннему палеозою архипелага Северная Земля и их геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. 2000. № 12. С. 1816–1820.

Рецензенты: Ю.А. Волож, Ю.Г. Леонов

Paleozoic Swells in the North of Central and Western Siberia

D. G. Kushnir

IAI Taimyrgeofizika, Rabochaya ul. 42, Dudinka, Krasnoyarsk krai, 647000 Russia

e-mail: tmrgeo@norcom.ru

Abstract—The relationships between the main tectonic features in the north of central and western Siberia are analyzed on the basis of the available geologic and geophysical data. The chain of troughs and synclises, including the Yenisei-Khatanga Foredeep, the Lena-Anabar Trough, and the Ust-Yenisei and Yamal-Gydan synclises are bounded in the north and south by systems of swells of approximately the same size and age. It is suggested that these swells, having appeared simultaneously with the troughs, were eroded subsequently and then buried beneath the Mesozoic-Cenozoic sediments.

УДК 551.24

ОБЗОР НЕКОТОРЫХ ГЛОБАЛЬНЫХ И РЕГИОНАЛЬНЫХ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ, ОПУБЛИКОВАННЫХ В 2001–2004 гг.

© 2006 г. Д. А. Рубан

*Ростовский государственный университет, Геолого-географический факультет,
ул. Зорге, д. 40, 344090, Ростов-на-Дону*

Поступила в редакцию 23.10.2005 г.

В статье приводится краткая характеристика некоторых глобальных и региональных (для крупных секторов планеты) палеотектонических реконструкций, которые были опубликованы за последние пять лет. Их появлению способствовало развитие компьютерных технологий моделирования палеопространства и палеомагнитных методов. Реконструкции охватывают период времени протерозой–фанерозой.

ВВЕДЕНИЕ

Восстановление тектонической истории Земли на всем ее протяжении является одной из приоритетных задач геотектоники. При этом оно должно быть как можно более детальным как в пространственном, так и во временном отношении. Последние пять лет ознаменовались появлением целого ряда работ, содержащих серии глобальных палеотектонических карт или схем, отвечающих определенным временным срезам [5, 6, 8, 9]. Они отличаются достаточно высокой точностью в сравнении с опубликованными ранее. В этом плане выделяется статья К. Скотизе [6], которая не только дополняет представления о тектонической истории Земли, но и подводит своего рода итог предыдущим исследованиям по реконструкции палеопространства.

В настоящей статье автор предлагает краткий обзор новейших достижений в области палеотектонических реконструкций и стремится выявить некоторые общие тенденции в проведении последних. При этом были проанализированы только работы, опубликованные в течение последних 5 лет, в которых представлены палеотектонические реконструкции достаточно длительного временного интервала для планеты в целом или отдельных крупных регионов.

ГЛОБАЛЬНЫЕ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Как уже было отмечено выше, заметным событием стала публикация статьи К. Скотизе [6], в которой представлены глобальные палеотектонические реконструкции для временного интервала, охватывающего последние 750 млн. лет геологической истории. Эти реконструкции основываются на результатах анализа линейных магнитных

аномалий, палеомагнитных данных, динамики “горячих точек” и областей наземного вулканизма, данных спутниковой альтиметрии, литологических индикаторов климата и других особенностей, позволяющих судить о пространственной эволюции литосферы. В общей сложности статья содержит 45 палеотектонических схем. Для интервала геологической истории от 750 до 600 млн. лет назад временные срезы, для которых были предприняты реконструкции, проведены каждые 30 млн. лет, для интервала от 600 до 200 млн. лет – каждые 20 млн. лет, и, наконец, для интервала от 200 млн. лет до настоящего времени – каждые 10 млн. лет. Таким образом, детальность рассмотрения палеотектонической эволюции во времени увеличивается по мере снижения геологического возраста и в целом достаточно высока. Масштаб схем в статье крайне мелкий, что однако не мешает получению общих представлений о глобальной тектонической эволюции. Следует отметить, что данная статья отсылает к Internet–странице (www.scotese.com), на которой представлена более полная информация о предпринятых палеотектонических реконструкциях. Текст статьи содержит необходимые пояснения относительно того, как была восстановлена тектоническая эволюция Земли, а также содержит ряд полезных замечаний относительно неопределенности в установлении позиций континентов в геологическом прошлом.

В статье Ж. Стампли и Ж. Бореля [8] приведены глобальные палеотектонические реконструкции для временного интервала от 490 до 84 млн. лет, т.е. от тремадокского века ордовика до сантонского века мела. Статья содержит 21 палеотектоническую карту (в ортогональной проекции). К сожалению, неизбежным (по объяснению самих авторов) оказалось представление на кар-

тах только одного полушария. Однако изображенное палеопространство выбрано удачно. Для каждого периода в интервале ордовик–мел выполнено от 2 до 3 реконструкций, что обеспечивает достаточно высокую детальность и равномерность рассмотрения тектонической эволюции во времени. Масштаб карт достаточно мелкий, однако позволяет сделать заключение как о глобальных закономерностях тектонической эволюции, так и о палеотектонической позиции отдельных регионов. Указание основных блоков и нанесенная координатная сетка облегчает работу с картами. Важно отметить, что на последних изображены не только контуры тектонических блоков, но и представлена информация относительно тектонических обстановок, в том числе в океанических областях. Пояснительный текст в статье содержит подробную характеристику тектонической эволюции отдельных крупных регионов. Недостатком можно считать отсутствие карт для самого начала палеозоя и особенно для кайнозоя, которые остались вне поля зрения авторов статьи.

Статья ведущих специалистов по тектонике докембрия [5] содержит глобальные палеотектонические реконструкции для временного интервала 2.45–1.00 млрд. лет. Они основаны на результатах обработки многочисленных палеомагнитных данных, полученных в последние годы. В этой связи в перспективе представляется необходимым верифицировать их относительно прочих данных. В общей сложности статья содержит 12 палеотектонических схем (в ортогональной проекции), на которых отображена конфигурация континентальных масс. Детальность рассмотрения тектонической эволюции Земли в геологическом времени не выдержана. Временные срезы, для которых проведены реконструкции, оказываются сконцентрированными в интервалах 2.0–1.65 млрд. лет и 1.25–1.00 млрд. лет. Вместе с тем, даже такая детальность представляется весьма высокой для докембрийского этапа развития планеты. Масштаб карт очень мелкий. Их малая детальность позволяет оценивать общую геотектоническую ситуацию в определенное время, а также относительную позицию особо крупных континентальных блоков (современных кратонов). В тексте статьи содержатся пояснения ко всем схемам, а также обсуждаются ключевые проблемы докембрийской палеотектоники, в том числе и для отдельных регионов. К сожалению, статья не охватывает значительный по времени интервал неопротерозоя, для которого, однако, имеются весьма подробные палеотектонические реконструкции в других работах (например, [4]). Следует отметить, что одной из задач, стоявших перед авторами рассматриваемой статьи, было обсуждение хронологии суперконтинентов (Кенории, Гудзонии и Родинии), т.е. установление времени их амальгамации и деструкции.

Дж. Мирт в своей статье [4] приводит 3 глобальные палеотектонические реконструкции для следующих временных срезов: 800, 750, 580 млн. лет. Они основываются также на результатах анализа палеомагнитных данных. На палеотектонических схемах показана конфигурация континентальных масс. Целью автора было обсуждение неопротерозойской эволюции Гондваны, что объясняет разницу в выборе показанного на схемах палеопространства. Масштаб схем весьма мелкий. По ним можно судить только об относительном расположении крупных блоков и общей геотектонической ситуации для определенного времени. На схемах даны названия континентальных блоков и крупных океанических бассейнов; также нанесена система координат. Текст статьи является исключительно подробным, однако, прежде всего, посвящен проблемам, связанным с Гондваной.

В статье Т. Торсвика и Л. Кокса [9] представлены палеотектонические (с палеогеографической нагрузкой) реконструкции для среднего–позднего палеозоя (400–250 млн. лет). Они основаны на результатах комплексного анализа палеомагнитных, палеонтологических и прочих данных. Статья содержит 6 палеогеографических карт, которые составлены для временных срезов, проведенных через 30 млн. лет. Это обеспечивает достаточную детальность и равномерность рассмотрения эволюции Земли во времени. На картах отображены расположение тектонических блоков и представлена различная палеогеографическая информация. Текст статьи содержит все необходимые пояснения, в том числе в нем приведена краткая характеристика тектонической истории как крупных континентальных масс, так и отдельных террейнов. Важно отметить, что в этой статье обсуждаются различные модели глобальной тектонической эволюции в среднем–позднем палеозое.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Статья Я. Голонки [1] обобщает представления об эволюции южной периферии Евразии (Южная Европа, Северная Африка, Центральная Азия) в мезозое и кайнозое. Реконструкции основываются на результатах моделирования движения литосферных плит, анализа палеомагнитных и геологических данных. В общей сложности реконструкции были предприняты для 13 временных интервалов (но не для срезов!): поздний триас, ранняя, средняя и поздняя юра, конец юры – начало мела, поздний апт – средний сеноман, поздний сеноман – средний кампан, поздний кампан – ранний палеоцен, лютет–барто, приабон, хатт–аквитан, бурдигалий–серравалий и месси-

ний. Важно отметить, что для каждого из этих интервалов проведены как палеотектонические, так и палеогеографические реконструкции, представленные на отдельных, но попарно совмещенных картах (выполнены в равноплощадной проекции Молвейде). На палеотектонических картах показаны контуры блоков, зоны спрединга, субдукции и крупнейшие линейные элементы. Масштаб карт позволяет судить об эволюции даже относительно небольших по размеру территорий. Полезным является указание названий большинства блоков, которые, тем не менее, не “перегружают” карты. Пояснительный текст дополняет комплексное представление об эволюции альпийских структур области Неотетиса.

Работа Р. Холла [2] обобщает представления о тектонической эволюции Юго-Восточной Азии (рассматриваемая территория включает также Индию, Австралию, Тихий океан, часть Антарктики) в кайнозое. Реконструкции основываются на результатах моделирования движения литосферных плит, анализа палеомагнитных данных, абсолютного возраста различных образований, а также прочей информации. Палеотектонические реконструкции представлены в двух формах: в виде серии палеотектонических карт (в тексте и на прилагаемом к статье компакт-диске) и в виде анимаций (на компакт-диске они представлены в виде нескольких файлов различного формата). В обоих случаях реконструкции выполнены в ортографической проекции. Они отображают расположение крупных и мелких тектонических блоков, зон спрединга и субдукции, крупных линейных элементов, а также геотектонический режим отдельных регионов. В общей сложности в статье содержится 11 палеотектонических карт, которые составлены для временных срезов, проведенных строго через 5 млн. лет: 55, 50, 45 млн. лет и т.д. Таким образом, во временном отношении эволюция анализируемого в работе сектора Земли рассматривается равномерно и с большой детальностью. Все карты составлены с такой степенью точности, что даже при относительно мелком масштабе по ним можно судить о тектонической эволюции очень небольших по размеру территорий. Работу с картами облегчает наличие редкой координатной сетки и подписей основных структурных элементов. Наличие файлов с картами на компакт-диске обеспечивает возможность их масштабирования, что особенно важно при рассмотрении тектонической эволюции отдельных регионов. Компьютерные анимации позволяют наблюдать непрерывную тектоническую эволюцию Юго-Восточной Азии и соседних регионов, движение литосферных плит, что весьма полезно для формирования целостных представлений о ней. Анимация основывается на рассмотренных палеотектонических картах. Пользователь может остановить анимацию и получить палеотек-

тоническую схему для любого момента геологической истории. При этом, однако, следует помнить, что такая схема будет лишь приблизительной, так как она получена не путем анализа данных для данного временного среза, а посредством моделирования тектонической эволюции на основе реконструкций для временных срезов, проведенных через каждые 5 млн. лет. В работе представлена анимация не только для всего рассматриваемого сектора планеты, но и для двух несколько меньших по размерам регионов: собственно Юго-Восточной Азии и юго-западной части Тихого океана. Текст работы содержит все необходимые пояснения к обозначенным выше палеогеографическим реконструкциям.

Все сказанное выше о преимуществах наличия файлов с палеотектоническими картами и анимации в рассмотренной публикации справедливо и в отношении других работ, к которым они прилагаются.

Заметная статья посвящена геотектонической эволюции Арктического сектора планеты (собственно Арктика и расположенные по соседству регионы) в интервале с ордовика по настоящее время [3]. Реконструкции были предприняты на основе моделирования движения тектонических плит, дополненного анализом направления движения “горячих точек”, палеомагнитных данных и прочих данных. Эти реконструкции представлены в виде серии карт (на прилагаемой к статье таблице больших размеров и на компакт-диске) и анимации (файл формата *.ppt на компакт-диске). Они выполнены в ортографической проекции. Карты отображают расположение различных по размеру тектонических блоков, а также “горячих точек”. Однако о режиме взаимодействия этих блоков можно судить только по тексту статьи и некоторым дополняющим графическим материалам. В общей сложности в статье приводится 15 палеотектонических карт, которые составлены для временных срезов, проведенных через 30 млн. лет. Таким образом, во времени тектоническая эволюция этого сектора планеты рассматривается равномерно, но не слишком детально. Масштаб карт и их точность позволяют делать лишь общие заключения относительно тектонической эволюции сектора в целом и отдельных достаточно крупных регионов. Работу с картами облегчает наличие координатной сетки и подписей названий блоков, однако количество последних представляется все-таки недостаточным. Важно отметить, что текст статьи является более информационно “насыщенным”, чем сами палеотектонические карты.

Еще одна аналогичная работа посвящена северной части Тихоокеанского сектора Земли [7]. В ней рассматривается тектоническая эволюция последнего на протяжении 400 млн. лет (с девона по настоящее время). Реконструкции были прове-

дены на основе анализа самых различных геологических данных, дополненных палеомагнитными и палеобиогеографическими. В работе, которая распространяется полностью только в электронном варианте (на компакт-диске), представлена как серия палеотектонических карт, так и синтезирующая их анимация (файлы форматов *.mov и *.avi). Реконструкции позволяют судить о расположении тектонических блоков, зон субдукции и спрединга, геотектоническом режиме территорий. В работе приведено 14 палеотектонических карт, которые характеризуют следующие временные интервалы: средний–поздний девон, ранний карбон, поздний карбон, карний–норий, геттанг–плинсабах, тоар–келловей, оксфорд–кимеридж, берриас–баррем, апт–альб, сеноман–сантон, кампан – ранний эоцен, средний эоцен – ранний миоцен, миоцен, плиоцен. Тектоническая эволюция сектора представляется рассмотренной во времени с достаточной детальностью, однако крайне неравномерно. Несмотря на мелкий масштаб, они отличаются высокой точностью и позволяют судить о тектонической эволюции даже относительно небольших регионов, не говоря о более крупных или секторе в целом. Работу с картами облегчает наличие координатной сетки и подписей названий блоков. Текст работы содержит все необходимые пояснения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Можно видеть, что в последние годы опубликован целый ряд работ, содержащих принципиально новые палеотектонические реконструкции для планеты в целом и ее отдельных крупных секторов. Этому во многом способствовало развитие компьютерных технологий, позволяющих проводить тектоническое моделирование, а также совершенствование палеомагнитных методов. Характерной чертой некоторых работ является то, что палеотектонические реконструкции представлены не только в виде серии карт или схем, но и в виде компьютерной анимации, позволяющий наблюдать тектоническую эволюцию полнее, чем ранее. Возможность более детального анализа палеопространства способствует тому, что в настоящее время внимание концентрируется на

относительно мелких по размеру блоках. Проведение полноценных палеотектонических реконструкций возможно сейчас только для протерозоя и фанерозоя, что определяет необходимость поиска методов их реализации для архея.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Golonka J.* Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic // *Tectonophysics*. 2004. Vol. 381. P. 235–273.
2. *Hall R.* Cenozoic geological and plate tectonic evolution of SE Asia and the SW Pacific: computer-based reconstructions, model and animations // *J. Asian Earth Sciences*. 2002. Vol. 20. P. 353–431.
3. *Lawver L. A., Grantz A., Gahagan L. M.* Plate kinematic evolution of the present Arctic region since the Ordovician // *Tectonic Evolution of the Bering shelf–Chukchi Sea–Arctic margin and adjacent landmasses*. Eds. E.L. Miller, A. Grantz and S.L. Klemperer. GSA Special Paper. 2002. № 360. P. 333–358.
4. *Meert J.G.* A synopsis of events related to the assembly of eastern Gondwana // *Tectonophysics*. 2003. Vol. 362. P. 1–40.
5. *Pesonen L. J., Elming S.-A., Mertanen S., Pisarevsky S., D'Agrella-Filho M.S., Meert J.G., Schmidt P.W., Abrahamson N., Bylund G.* Palaeomagnetic configuration of continents during the Proterozoic // *Tectonophysics*. 2003. Vol. 375. P. 289–324.
6. *Scotese C.R.* A continental drift flipbook // *J. Geology*. 2004. Vol. 112. P. 729–741.
7. *Scotese C.R., Nokleberg W.J., Monger J.W.H., Norton I.O., Parfenov L.M., Bundtzen T.K., Dawson K.M., Eremin R.A., Frolov Y.F., Fujita K., Goryachev N.A., Khanchuk A.I., Pozdeev A.I., Ratkin V.V., Rodinov S.M., Rozenblum I.S., Scholl D.W., Shpikerman V.I., Sidorov A.A., Stone D.B.* Dynamic computer model for the metallogenesis and tectonics of the Circum-North Pacific. USGS Open-File Report. 2001. № 01–261. 7 p.
8. *Stampfli G.M., Borel G.D.* A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2002. Vol. 196. P. 17–33.
9. *Torsvik T.H., Cocks L.R.M.* Earth geography from 400 to 250 Ma: a palaeomagnetic, faunal and facies review // *J. Geol. Soc. London*. 2004. Vol. 161. P. 555–572.

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

Overview of Some Global and Regional Paleotectonic Reconstructions Published in 2001–2004

D. A. Ruban

*Faculty of Geology and Geography, Rostov State University, ul. Zorge 40, Rostov-on-Don, 344090 Russia
e-mail: ruban_d@mail.ru*

Abstract—The brief characteristics of some global and regional (for major sectors of the planet) paleotectonic reconstructions that have been published within the last five years are given. The development of these reconstructions was facilitated by the progress in computer technologies of modeling the paleospace and in paleomagnetic methods. Reconstructions span the period from the Proterozoic to Phanerozoic.

ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЙ СПРАВОЧНИК ПО ТЕКТОНИКЕ И ГЕОДИНАМИКЕ ПЛАНЕТЫ ЗЕМЛЯ

В конце 2004 года издательством ВСЕГЕИ был выпущен в свет один из томов энциклопедического справочника “Планета Земля” под редакцией Л.И. Красного, О.В. Петрова и Б.А. Блюмана. Том посвящен вопросам тектоники и геодинамики и подготовлен ведущими специалистами в этих областях – сотрудниками ВСЕГЕИ, ВНИИОкеангеология, университетов Москвы и Санкт-Петербурга и институтов Академии наук, включая Геологический, Физики Земли, Геологии рудных месторождений и др., а также и ряда других организаций. Как по научному уровню статей, так и полноте использованного материала справочник не имеет аналогий среди подобных работ. Издание тома “Тектоника и геодинамика” удачно завершает серию недавно опубликованных обобщающих работ, включающих монографии “Тектоника континентов и океанов” В.Е. Хаина (2001), “Проблемы эволюции тектоносферы” (1997), “Проблемы геодинамики литосферы” (1999) и “Фундаментальные проблемы общей тектоники” (2001). Появление этого тома в печати представляется весьма своевременным.

Рецензируемая работа охватывает все разделы тектоники и геодинамики, с акцентом на новейших достижениях этих наук. Принципиально важные статьи имеют значительный объем и хорошо иллюстрированы. Они включают сведения как о планете Земля и ее литосфере, так и о главных элементах Земли: континентах, океанах, активных и пассивных зонах перехода континент–океан. Коротко рассмотрены тектонические гипотезы и теории. В ряде статей значительное внимание уделено обсуждению глубинных причин тектонических процессов. В целом, справочник дает систематизированную информацию о строении и истории развития тектонических элементов разного масштаба, их глубинной структуре и минерализации. Статьи опираются на обширные материалы региональных геологических и геофизических исследований. В ряде случаев даны геодинамические реконструкции, а также результаты моделирования. Отдельно рассмотрены деформационные структуры. Специальный раздел посвящен объяснению терминов тектоники и геодинамики. Приведены также аннотации, касающиеся работ ряда выдающихся ученых–тектонистов, начиная с Ч. Лайеля и Э. Зюсса. Вследствие участия большого авторского коллектива статьи сборника нередко отражают различные теорети-

ческие позиции авторов, что отнюдь не является его недостатком и дает читателю широкий выбор идей.

Материал справочника представлен достаточно емко. Правда, его многоплановый характер неизбежно приводит к некоторому перекрытию и повторению содержания статей. Некоторые статьи неоправданно растянуты. Вместе с тем, отсутствуют специальные статьи, посвященные таким важным тектоническим и геодинамическим понятиям, как литосфера, конвекция и др. Текст не лишен досадных опечаток и неточностей, иногда искажающих его смысл. Все это можно рассматривать как мелкие и неизбежные издержки такого обширного и сложного издания, как рецензируемая работа. Но существенным недостатком справочника представляется отсутствие развернутого предметного указателя. Алфавитный указатель, помещенный в книгу, очень краток и охватывает только термины, которым посвящены предлагаемые статьи. Так что по существу он лишь дублирует оглавление. И даже специалисту оказывается нелегко найти в справочнике термины антиклиналь и синклиналь, аллохтон и автохтон, литосфера и астеносфера, Гондвана, зона Бенюфа и другие.

Указанные недочеты, разумеется, не умаляют ценности и актуальности тома “Тектоника и геодинамика”. Являясь справочным изданием, книга дает в то же время последовательное изложение тектоники Земли, с привлечением также данных по ее геохимии, геофизике и полезным ископаемым. Статьи имеют целью представить обзор современного состояния геологической науки. Так что рецензируемый труд подводит краткие итоги исследований, проведенных к началу XXI века. Он будет полезен геологам всех специальностей, преподавателям и студентам. В определенной мере книга представляет основу и для поисков и разведки рудных и нефтяных месторождений. Кроме того, проведенная работа будет способствовать упорядочению тектонической классификации, терминологии и номенклатуры. Наконец, несмотря на научный характер издания, справочник может быть использован для популяризации геологических знаний. Систематическое изложение материала, возможность перейти от простого к более сложному позволяет пользоваться справочником и неспециалисту.

Е.Н. Меланхолина

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. Радиозоология
- 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 металловедение*
- 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*