

К.Э. Дегерев

ISSN 0016-853X

Номер 3

Май - Июнь 2005



ГЕОТЕКТОНИКА



<http://www.maik.ru>

XL

1965 **лет** 2005



“НАУКА”

Российская академия наук

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 3 2005 Май–Июнь

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

*Журнал издается под руководством
Отделения наук о Земле РАН*

*Главный редактор
Ю.М. Пушчаровский*

Редакционная коллегия:

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

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

Yu.M. Pushcharovsky – Editor

Editorial board

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

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

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

Зав. редакцией М.Н. Шуплецова

Научный редактор 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
Издательство “Наука”**

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 3, 2005

Тектоническая история и новая модель формирования Среднерусского авлакогена <i>Н. П. Чамов</i>	3
Особенности современных геодинамических процессов в литосфере Байкальской рифтовой зоны <i>А. В. Ключевский</i>	23
Новые палеомагнитные данные для аккреционных комплексов п-ова Тайгонос: палеотектонические следствия <i>М. В. Алексютин, С. Д. Соколов, О. Л. Морозов, В. Харберт</i>	38
Глубинное строение центральной части Индийского океана по геофизическим данным <i>Е. В. Вержбицкий, Ю. П. Непрочнов</i>	53
Зоны сдвиговых деформаций в литосфере и их роль в эндогенной активности Земли <i>В. Л. Русинов</i>	66
Анализ палеотектонических реконструкций <i>В. Н. Шолпо</i>	80

Рецензии

Тектоника и магматизм алмазоносных провинций Земли (рецензия на книгу "Тектоника и алмазоносный магматизм") <i>О. М. Розен, А. А. Щипанский</i>	94
--	----

Contents

No. 3, 2005

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

Tectonic History and a New Evolution Model of the Mid-Russian Aulacogen <i>N. P. Chamov</i>	3
Modern Geodynamic Processes in the Lithosphere of the Baikal Rift Zone <i>A. V. Klyuchevskii</i>	23
New Paleomagnetic Results from Accretionary Complexes of the Taigonos Peninsula and Their Paleotectonic Implications <i>M. V. Aleksyutin, S. D. Sokolov, O. L. Morozov, and W. Harbert</i>	38
Deep Structure of the Central Indian Ocean Inferred from Geophysical Data <i>E. V. Verzhbitsky and Yu. P. Neprochnov</i>	53
Lithospheric Shear Zones and Their Role in the Endogenic Activity of the Earth <i>V. L. Rusinov</i>	66
Analysis of Paleotectonic Reconstructions <i>V. N. Sholpo</i>	80

Reviews

Tectonics and Magmatism of Diamond-Bearing Provinces of the Earth: A Review of the book <i>Tectonics and Diamond-Bearing Magmatism</i> <i>O. M. Rosen and A. A. Shchipanskii</i>	94
--	----

УДК 551.242.51(470.3)

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ И НОВАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ СРЕДНЕРУССКОГО АВЛАКОГЕНА

© 2005 г. Н. П. Чамов

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

Поступила в редакцию 22.12.2003 г.

Результаты полидисциплинарного изучения современного строения Среднерусского авлакогена позволяют связать его формирование с крупномасштабным расслоением земной коры (простым сдвигом). Предложена теоретическая модель, согласно которой эволюция авлакогена происходила от сдвига к сдвиговой зоне с формированием к концу рифея триады парагенетически сопряженных структурных форм – центрального антиклинального поднятия и обрамляющих его компенсационных прогибов. Рост поднятия сопровождался латеральной проградацией и уменьшением глубин прогибов, что соответствует закономерностям распределения упругих волн: сокращению амплитуды волны с конечной площадью поверхности по мере роста ее длины. Разная величина растяжения на противоположных флангах авлакогена предопределила клиновидную форму и вырождение структурной триады в юго-западном направлении. В целом тектоническая предыстория и эволюция Среднерусского авлакогена определялись относительными перемещениями жестких архейских массивов Русской плиты.

ВВЕДЕНИЕ

Среднерусский авлакоген является самой крупной и сложной системой растяжения, сформированной в позднем рифее к концу доплитного этапа развития Восточно-Европейской платформы.

Представления о развитии этой системы, строении и составе отдельных ее частей разрабатывались многими исследователями [1–4, 6, 7, 10, 13, 17–21, 24, 29 и др.]. Тем не менее, анализ научных публикаций и материалов многочисленных отчетов по результатам бурения и геофизических работ показывает, что многие принципиальные вопросы, такие, как время и механизм заложения авлакогена, возраст и обстановки накопления осадочных толщ, остаются дискуссионными.

В предлагаемой вниманию статье приводятся и обсуждаются новые геологические данные, позволившие уточнить или пересмотреть некоторые из существующих представлений. Эти данные получены в ходе комплексных многолетних исследований Среднерусского авлакогена, включавших структурные (по сейсмическим разрезам), микроструктурные, изотопные, микропалеонтологические, минералогические и фациальные (по керну буровых скважин в кернохранилище ФГУП НПОЦ “Недра”) исследования.

Анализ и интерпретация полученных данных, сопоставление их с результатами сейсмических исследований (МОВ ОГТ и КМПВ), картами – магнитных аномалий северо-восточной Евразии [60], строения консолидированной земной коры [5] и гипсометрической поверхности фундамента [9] позволили связать формирование Среднерусско-

го авлакогена с крупномасштабными процессами горизонтального расслоения земной коры на параллельные пластины (простым сдвигом). Модели таких процессов весьма детально разработаны для ряда областей, прежде всего, территорий так называемого “экстремального растяжения” (Провинция Бассейнов и Хребтов, Долина Смерти и др.), но никогда не применялись для описания авлакогенов.

В данной статье на примере Среднерусского авлакогена приводится попытка обосновать его генетическую связь с процессами простого сдвига, показать основные закономерности развития и дать приблизительные количественные оценки формирования этой своеобразной системы.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СТРУКТУРА СРЕДНЕРУССКОГО АВЛАКОГЕНА

Среднерусский авлакоген является стержневой структурой Центральнорусской трансплатформенной зоны, которая протягивается от Предтиманского прогиба на юго-запад в сторону Оршанского прогиба и ограничена крупными кристаллическими массивами (геоблоками) цоколя Русской плиты – Белорусско-Балтийским и Кольско-Карельским с северо-запада, Воронежско-Украинским и Волго-Камским с юга и юго-востока (рис. 1). В пределах трансплатформенной зоны отмечается наиболее низкое гипсометрическое положение поверхности кристаллического фундамента, совпадающее с осевой частью заложившейся в позднем венде Московской синекли-

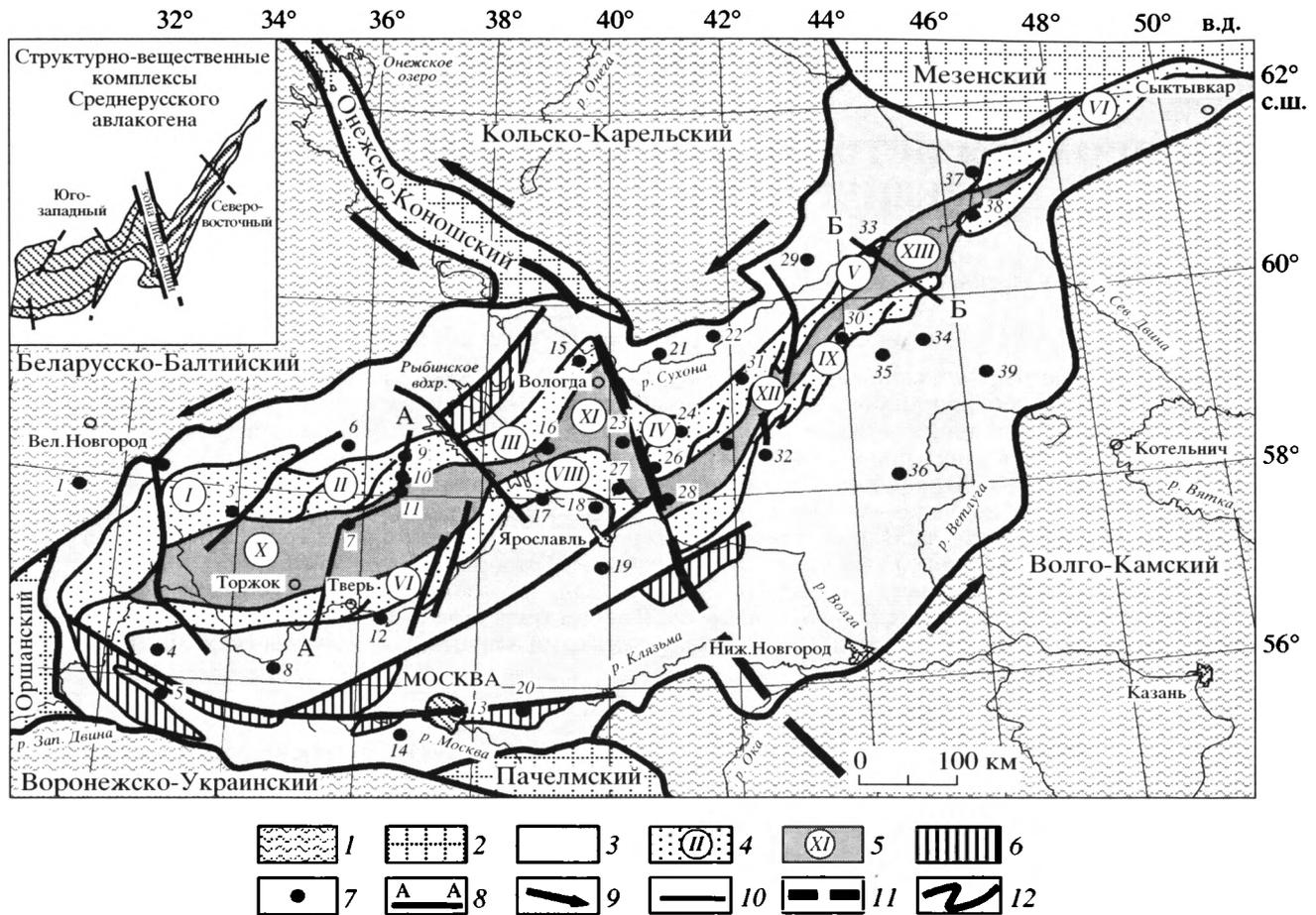


Рис. 1. Схема строения Среднерусского авлакогена по поверхности фундамента, по [9]. Названия геоблоков приведены по [52]

1–3 – тектонические элементы фундамента Русской плиты: 1 – геоблоки, 2 – прогибы, 3 – Центрально-русская транс-платформенная зона; 4, 5 – элементы триады Среднерусского авлакогена: 4 – позднерифейские прогибы, осадочные бассейны: I – Крестцовский, II – Молоковский, III – Кесьяминский, IV – Любимский, V – Солигаличский, VI – Котласский, VII – Тверской, VIII – Даниловский, IX – Дмитровский, 5 – центральное антиклинальное поднятие, выступы: X – Торжокский, XI – Вологодский, XII – Преховский, XIII – Лузский; 6 – оперяющие осадочные бассейны; 7 – скважины: 1 – Старо-Русская, 2 – Крестецкие, 3 – Бологоевская, 4 – Нелидовская, 5 – Бельская, 6 – Пестовская, 7 – Максатихинская, 8 – Зубцовские, 9 – Северо-Молоковская, 10 – Молоковская-1, 11 – Молоковская-3, 12 – Редкинская, 13 – Боенские, 14 – Апрельская, 15 – Кубенская, 16 – Пошехонская, 17 – Рыбинские, 18 – Урдомская, 19 – Гаврилово-Ямская, 20 – Павлово-Посадская, 21 – Покровская, 22 – Тотминская, 23 – Лежская, 24 – Дьяконовские, 25 – Ореховские, 26 – Любимские, 27 – Даниловские, 28 – Марьинская, 29 – Тарногская, 30 – Рослятинская, 31 – Солигаличские, 32 – Галичская, 33 – Бобровская, 34 – Гагаринская, 35 – Карнышская, 36 – Высоковская, 37 – Котласская, 38 – Великоустюгская, 39 – Пыщугская; 8 – положение геологических профилей, показанных на рис. 2; 9 – направление относительного смещения структур в позднем рифее; 10, 11 – тектонические нарушения: 10 – поперечные, 11 – зона дислокаций; 12 – границы структурных элементов Русской плиты

зы. Кора здесь относительно утонена по сравнению с другими крупными составляющими элементами Русской плиты и имеет протерозойский возраст консолидации. Центрально-русскую транс-платформенную зону интерпретируют как область растяжения консолидированной коры, испытавшей влияние коллизионных [1, 12] или аккреционных [5] процессов.

В результате переинтерпретации старых данных КМПВ, проведенной в разные годы Ю.Б. Коновальцевым, А.Н. Егоровым, Е.В. Васиной и

другими исследователями, появились доказательства сложного внутреннего строения Центрально-русской зоны. Полученные данные позволили говорить о существовании в осевой части Транс-платформенной зоны не одного, а двух субпараллельных авлакогенов, разделенных линейным горстом северо-восточного простирания, протяженностью в сотни километров и амплитудой поднятия от сотен метров до нескольких километров. Эти структурные формы хорошо читаются на гипсометрической карте поверхности кристал-

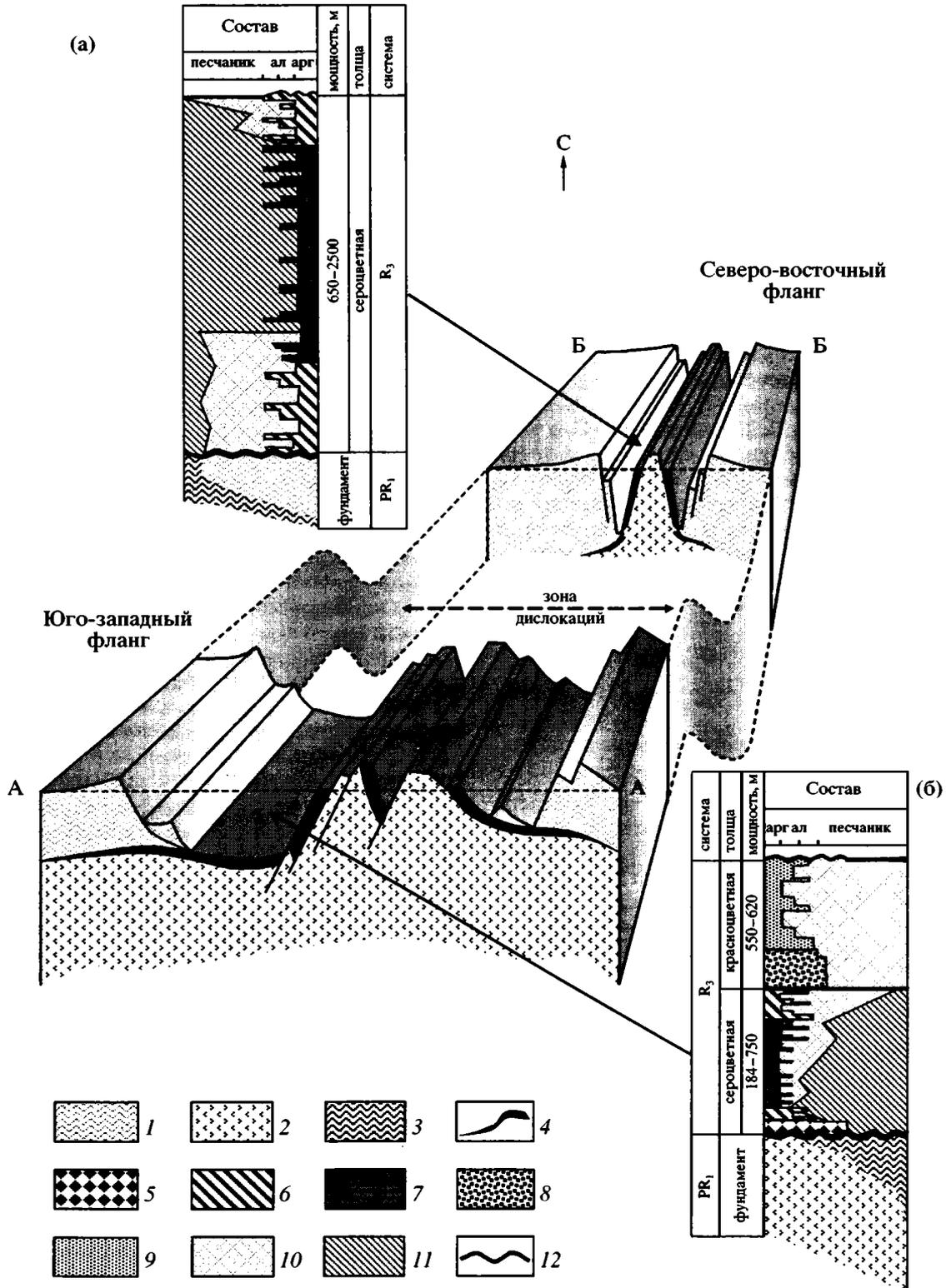


Рис. 2. Блок-диаграмма и сводные геологические разрезы северо-восточного (а) и юго-западного (б) структурно-вещественных комплексов Среднерусского авлакогена. Положение разрезов см. на рис. 1

1, 2 – тектонические элементы фундамента: 1 – верхняя пластина, 2 – нижняя пластина; 3 – тектонический меланж; 4 – поверхность detachment; 5–9 – фации: 5 – приразломных депрессий, 6 – мелководных озер, 7 – глубоководных озер, 8 – прибортовых частей межгорных прогибов, 9 – осевых частей межгорных прогибов; 10, 11 – ассоциации кластогенных аксессуарных минералов: 10 – фоновая, 11 – обогащенная эпидотом; 12 – эрозионные границы. На разрезах ал – алевролит, арг – аргиллит

лического фундамента, составленной с учетом новейших геофизических и буровых данных [9]. Таким образом, Среднерусский авлакоген представляет собой триаду сопряженных структур – центрального поднятия метаморфических пород и обрамляющих его протяженных прогибов, выполненных верхнерифейскими неметаморфизованными осадочными породами [25–28]. В плане авлакоген имеет клиновидную форму: из единой отрицательной структуры (северо-восточнее г. Котласа) прогибы расходятся в юго-западном направлении, образуя северную и южную ветви авлакогена (рис. 2, см. рис. 1). Соответственно, ширина центрального поднятия возрастает от 25 км на северо-востоке (восточный фланг Преховского выступа и восточное периклинальное замыкание Лузской седловины) до 100 км на западе (Торжокский выступ). Ширина прогибов также возрастает в юго-западном направлении. Поперечными нарушениями прогибы разделены на отдельные осадочные бассейны, кулисообразно подстраивающие один другой. Днища бассейнов (кристаллический фундамент) испытывают закономерное ступенчатое погружение в направлении с юго-запада на северо-восток. Так, по геофизическим и буровым данным, фундамент в бассейнах залегает на следующих глубинах: в Крестцовском – 1200–1500 м, в Молоковском и Кесьминском – 3000–3500 м, в Любимском и Солигаличском – 4000–4500 м, в Котласском – 5000–6000 м [2, 5, 9, 25].

Бассейны северной ветви, как правило, шире и глубже, нежели южные. В обеих ветвях (в северной ветви особенно) бассейны асимметричны и ограничены относительно пологими листрического типа сбросами с северо-запада и крутыми нормальными сбросами с юго-востока. Подошва верхневендских отложений, эрозионно срезающих и запечатывающих рифейские структуры Среднерусского авлакогена, уверенно выделяется по данным каротажа и получила название “высокоомный горизонт”.

В средней части авлакоген осложнен крупной зоной дислокаций, придающей ему сигмоидальную форму (см. рис. 1). Вдоль зоны отмечены динамометаморфические изменения пород осадочного чехла (например, Кубенская скважина). Зона дислокаций выходит далеко за пределы Среднерусского авлакогена и прослеживается от Токмовского выступа Волго-Камского геоблока к Онежским структурам, разделяющим Белорусско-Балтийский и Кольско-Карельский геоблоки. Хотя происхождение и время формирования этой зоны неясны, роль ее в развитии и последующих деформациях триады Среднерусского авлакогена представляется значительной. Зона дислокаций служит границей раздела авлакогена на два крупных структурно-вещественных комплекса, которые отличаются морфологическими чер-

тами, а также строением разрезов осадочного чехла и фундамента (см. рис. 1, врезка). Различия структурно-вещественных комплексов подчеркиваются скоростными свойствами консолидированной коры под ними. Так, к западу от зоны дислокаций скорость граничных волн (V_r) по поверхности фундамента юго-западного структурно-вещественного компонента на 0.2–0.5 км/с ниже, чем к востоку [5].

Юго-западный структурно-вещественный комплекс охватывает наиболее широкую часть Среднерусского авлакогена, расположенную между Оршанской впадиной и зоной дислокаций. Осадочный разрез комплекса мощностью до 1500 м слагают две терригенные толщи – нижняя преимущественно сероцветная и верхняя красноцветная. Толщи связаны постепенным переходом и образуют единый трансгрессивно-регрессивный осадочный цикл (см. рис. 2). В составе юго-западного фланга авлакогена выделяются два сегмента – Молоковский и Крестцовский. Названия сегментам Среднерусского авлакогена даны по именам главных осадочных бассейнов северной ветви авлакогена. При этом подразумевается, что каждый сегмент включает полный набор структурных элементов триады; например, в строении Молоковского сегмента участвуют Молоковский и Тверской бассейны, разделенные Торжокским выступом (см. рис. 1). Ширина триады нарастает в сторону Крестцовского сегмента, однако структурная глубина бассейнов (мощность верхнерифейских отложений) сокращается.

Северо-восточный структурно-вещественный комплекс приурочен к наиболее узкой части Среднерусского авлакогена, расположенной к северо-востоку от зоны дислокаций. Бассейны здесь структурно и вещественно близки между собой и в данной работе рассматриваются как единая совокупность – Солигаличско-Котласский сегмент (см. рис. 1). Мощность осадочного разреза верхнего рифея достигает (а, возможно, и превышает) 2500 м (см. рис. 2). Несмотря на значительную мощность осадочных пород, красноцветные отложения в этой части авлакогена развиты слабо и разрез представлен терригенной преимущественно сероцветной толщей трансгрессивно-регрессивного строения. По фаціальным признакам толща аналогична сероцветным отложениям юго-западного комплекса. По этой причине сероцветные отложения обоих комплексов в дальнейшем рассматриваются как одна толща.

СОСТАВ ПОРОД СРЕДНЕРУССКОГО АВЛАКОГЕНА

Метаморфические породы, слагающие центральное поднятие авлакогена, представлены в различной степени мигматизированными амфиболитами, мигматитами и бластомилонитами.

Амфиболиты, слагающие основной объем центрального поднятия, это преимущественно массивные темно-зеленые до черных средне-крупнозернистые породы, сложенные кристаллами роговой обманки и плагиоклаза. Они, как правило, несут явные признаки мигматизации, выраженные прежде всего в появлении пойкилобластовых структур прорастания кварца в кристаллах роговой обманки и плагиоклаза. Характерны новообразования рудного минерала (ильменита или титаномагнетита), апатита, сфена и эпидота. Наблюдаемый состав пород, отсутствие в роговой обманке зональности, кайм минерализации, реликтов пироксенов (или других минералов) в ядерной части кристаллов позволяют предположить, что амфиболиты образовались по магматическим породам семейства габбро.

Мигматиты и бластомилониты образуют зону небольшой мощности (около 350 м) тектонического меланжа, которая присутствует на склонах центрального поднятия и в основании сопряженных с ним прогибов (см. рис. 2, а). Породы тектонического меланжа несут характерные признаки пластического течения. Главной текстурной чертой меланжа является обволакивание бластомилонитами относительно массивных мигматитовых блоков, причем между этими породами наблюдаются постепенные переходы: гнейсовидные текстуры затухают (вырождаются) по мере проникновения бластомилонитов в глубь массивных пород. Характерное для меланжа незакономерное чередование составляющих его пород отражено в керне многих скважин. Полосчатость в бластомилонитах ориентирована обычно под крутыми (40–75°) углами к горизонту и всегда резко несогласно по отношению к вышележащим неметаморфизованным осадочным толщам. По данным Ю.Б. Коновальцева (экспедиция № 2 УГПП “Спецгеофизика”, Эммаус), под многими осадочными бассейнами авлакогена сейсмическими методами выявляется специфический тип коры – низкоскоростной (5–5.7 км/с) отчетливо стратифицированный пласт мощностью 300–350 м. Ниже этой зоны и на центральном поднятии авлакогена стратификация геофизическими методами не устанавливается, а пластовая скорость возрастает до 6.2 км/с. Бурение Северо-Молоковской параметрической скважины показало, что этот пласт соответствует породам тектонического меланжа.

Мигматиты представлены относительно массивными крупнозернистыми розовато-серыми породами с крупными (до 2.5 см) порфиробластами микроклина и плагиоклаза. Широкое развитие гранобластовых структур основной массы указывает на преобладание процессов плавления при их образовании. Текстура часто очковая, участками полосчатая, сходная с таковой в бластомилонитах. В составе пород преобладают кварц, полевой шпат, роговая обманка, биотит и сфен.

Бластомилониты представлены микрополосчатыми темно- и светло-серыми, розоватыми крупнозернистыми биотит-амфиболовыми гнейсами гранобластовой и лепидогранобластовой структуры. Реликты первичной породы представлены порфирокластами измененных калиевых полевых шпатов и плагиоклазов, сходных с таковыми в мигматитах. Породы демонстрируют характерные признаки механического давления и нагревания, что выражается в появлении сланцеватых и очковых текстур, разрушении крупных зерен с образованием мозаичных структур, перекристаллизации и обилии катаклазированных зерен кварца. В составе породообразующих минералов преобладают кварц, полевой шпат, роговая обманка, биотит, эпидот и сфен. Из аксессуарных минералов наиболее характерны апатит и циркон. Среди новообразованных минералов преобладает микроклин, который встречается как в порфиробластах, так и в основной массе. Специфической и характерной особенностью минерального состава бластомилонитов является обилие сфена и кристаллического эпидота, развитых за счет разрушения амфиболов и входящих в состав породообразующих минералов.

Сфен обычно присутствует в скоплениях кристаллов по периферии амфиболов, но нередко представлен и отдельными всегда свежими ромбовидными кристаллами.

Изотопные исследования цирконов и сфена из метаморфических пород тектонического меланжа юго-западного фланга авлакогена проведены уран-свинцовым методом в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии Института геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН под руководством д-ра геол.-мин. наук Е.В. Бибиковой (аналитики Т.И. Киринозова и В.А. Макаров). Результаты определения абсолютного возраста метаморфических пород тектонического меланжа, вскрытых Северо-Молоковской скважиной, приведены в таблице 1 и на рис. 3.

Изотопный возраст циркона по верхнему пересечению дискордии с конкордией составляет 2496 ± 9.2 млн. лет. Возрасты сфена различным изотопным отношениям конкордантны и составляют 1750 ± 10 млн. лет. Соответствие точки измерения изотопного состава сфена конкордии свидетельствует о том, что он является новообразованным минералом, изотопная метка которого была сформирована в результате последнего метаморфического события. Температура закрытия U-Pb системы в сфене соответствует 650–700°C, что позволяет оценить и температурный интервал формирования бластомилонитов.

Сходные результаты получены при изотопных исследованиях пород тектонического меланжа юго-западного структурно-вещественного комплекса, проведенных в лаборатории геохроноло-

Таблица 1. U–Pb изотопные данные для цирконов и сфена из пород тектонического меланжа, вскрытого Северо-Молоковской скважиной

№	Размер фракции, мк	Навеска, г	Содержание, г/г		Изотопный состав Pb			Изотопные отношения и возраст, млн. лет		
			U	Pb	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1	циркон +100	0.0023	97.6	57.34	1600	5.8377	2.994	0.4499	10.1488	2493.2 ± 3.1
2	циркон -100 + 75	0.0022	102.5	58.32	3125	5.9913	3.099	0.4423	9.9416	2487.3 ± 2.3
3	циркон -75	0.0021	98.00	53.36	6670	6.0775	3.071	0.4243	9.5236	2484.8 ± 2
4	сфен	0.005	15.93	8.098	112.1	4.381	2.443	$\begin{matrix} 0.3121 \\ 1750.9 \end{matrix}$	$\begin{matrix} 4.6076 \\ 1750.7 \end{matrix}$	1750.3 ± 13

Примечание: сфен выделен из биотит-роговообманковых гнейсов, составляющих матрикс меланжа (проба СМ-2, образец 31/4, 70–86; интервал бурения: 3237.3–3248.6 м). Циркон выделен из массивных блоков мигматитов (проба СМ-3, образцы 32/1, 12–20; 32/3, 40–50; 32/4, 70–86; интервал бурения 3297–3303 м).

Изотопные возрасты рассчитаны по программе [59]. Ошибки в U–Pb отношениях – 0.5%. Поправка на примесь обыкновенного свинца введена для цирконов на возраст 2450 млн. лет, для сфена на возраст 1750 млн. лет по модели [65].

гии и изотопной геохимии Геологического института Кольского научного центра РАН (Апатиты) под руководством д-ра геол.-мин. наук Т.Б. Баяновой (табл. 2). В частности, здесь были проанализированы породы основного состава (спессартит) из тонкой (около 15 см) дайки, секущей бластомилониты и мигматиты тектонического меланжа. Проведенный по результатам Sm–Nd анализа расчет модельного возраста плагиоклаз-роговообманкового лампрофира (спессартита) из дайки Северо-Молоковской скважины показал,

что реальный возраст дайки не может быть древнее 1 млрд. лет (см. табл. 2).

В бластомилонитах широко развит эпидот. Он присутствует в виде идиоморфных (часто зональных) кристаллов, пространственно приуроченных к амфиболам или биотиту. Часто округлые или сильно корродированные реликты последних включены в кристаллы эпидота. В то же время на контактах с кварцем и плагиоклазом эпидот имеет извилистые границы. Такое взаимоотношение указывает на порядок кристаллизации: роговая обманка + биотит – эпидот – кварц + полевой шпат. Подобный минеральный парагенезис, в котором эпидот ведет себя как поздний магматический минерал, установлен в ряде простколлизийных гранитоидов и получен при экспериментальном плавлении синтетического гранодиорита, что позволяет оценить температуру процесса в 680–710°C [71].

Как мигматиты, так и бластомилониты по химическому составу относятся к породам гранитоидного ряда, связанным с коллизийными процессами. На геодинамической диаграмме [36] фигуративные точки составов этих пород образуют плотное непрерывное облако, вытянутое от поля 2 (коллизии) к полю 3 (постколлизийного поднятия). Поскольку внутри облака (на этой и других привлекавшихся диаграммах) точки составов пород перекрываются и не обнаруживают какого-либо тренда в изменении состава при переходе от мигматитов к бластомилонитам, можно предположить изохимический характер приведших к бластомилонитизации процессов динамометаморфизма.

Осадочные породы позднерифейского возраста известны только в прогибах триады, где они с резким с угловым несогласием налегают на породы тектонического меланжа. Для осадочных по-

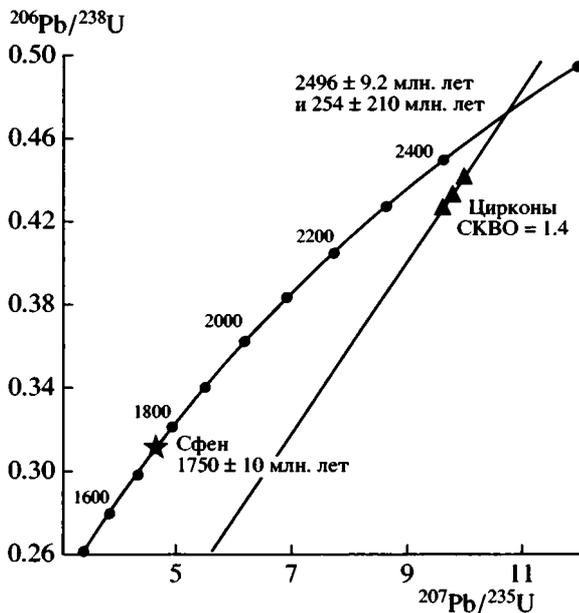


Рис. 3. Результаты определения абсолютного возраста метаморфических пород фундамента Молоковско-го бассейна

Таблица 2. Sm–Nd изотопные данные для пород фундамента, вскрытого Северо-Молоковской скважиной

№ п/п	№ образца	Порода	Содержание, г/т		Изотопные отношения		Модельный возраст			U–Pb возраст циркона	$\epsilon_{Nd}(T)$
			Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	CHUR, млн. лет	T(DM), млн. лет	T(DM-2), млн. лет		
1	31/2	Бластомилонит	7.371	41.149	0.108280	0.510928 ± 11	2932	3194	3280	2500	–5.0
2	32/3	Мигматит	14.159	80.820	0.105910	0.510863 ± 7	2964	3215	3322	2500	–5.5
3	31/3	Спессартит	1.918	37.606	0.030837	0.511695 ± 15	867	1213	1416	1000	2.8

Примечание: Sm–Nd изотопные исследования выполнены по методике [6]. При расчете величин ϵ_{Nd} и модельных возрастов $T_{Nd}^{(DM)}$ использованы современные значения однородного хондритового резервуара (CHUR) по [55] и деплетированной мантии (DM) по [53]. При расчете двухстадийных модельных возрастов – $T_{Nd}^{(DM-2)}$ [54, 56] принята среднекоревая величина $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.12$ [66]. Средние значения по стандарту La Jolla: $= 0.511833 \pm 6$ (N 11) и $J Nd1 = 0.512074 \pm 9$ (N 37)

род характерны многочисленные микросбросы. Широко проявлены следы тектонического запрокидывания накопленных отложений, когда параллельнослоистые разности пород наклонены под некоторыми (до 10–12°) углами к горизонту.

Проведенное А.Ф. Вейсом (ГИН РАН, Москва) изучение объемных форм микрофоссилий из пелитовых разностей сероцветных пород на всем простирании триады позволило отнести их к позднему рифею (каратавию), причем к относительно высоким его горизонтам [27]. Полученные данные дополняют и подтверждают выполненные ранее определения Е.Г. Брызгаловой (ЯНГР). Изученным пробам свойственно большое количество и разнообразие акритарх с аномально высоким содержанием тонкостенных микроостатков с выраженными следами бактериальной деструкции, которые обычно рассматриваются как остатки эукариотного фитопланктона. Это позволяет сделать вывод о достаточно тиховодных условиях обитания микроорганизмов в существовавшем здесь бассейне и его явной специфике по сравнению с эпиконтинентальными морскими бассейнами рифея. Характерные для протяженных мелководных шельфовых областей колониальные коккоидные микрофоссилии полностью отсутствуют в отложениях изученных бассейнов. Специфический характер микробиоты в наиболее глубоководных отложениях Среднерусского авлакогена свидетельствует об обособленности осадочных бассейнов, приведшей к сокращению ареалов обитания. В пользу этого свидетельствует и незначительное содержание в анализируемых выборках нитчатых форм, трактуемых чаще всего как про- или эукариотный фитобентос [27].

По терригенно-минеральному составу осадочные породы песчаной размерности сходны в сероцветных и красноцветных отложениях. Песчаники полевошпат-кварцевые олигомиктовые и аркозовые с обломками пород фундамента гравийной

размерности. Общая структурно-вещественная незрелость отложений свидетельствует о близости источников кластогенного материала. В разных бассейнах авлакогена отмечаются различия в составе глинистого вещества пород. Так, в отложениях сероцветной толщи Солигаличского и Котласского бассейнов присутствует каолинит, тогда как в фашиально аналогичных отложениях Дмитровского бассейна каолинит отсутствует. В отложениях Крестцовского бассейна помимо каолинита и слюдисто-гидрослюдистого терригенного материала присутствует смешаннослойный хлорит-сметтит, тогда как в отложениях смежного с ним Молоковского бассейна преобладает иллит-сметтит. Такое различие в составе глинистых минералов в отложениях смежных бассейнов может быть обусловлено их изолированностью во время накопления толщ авлакогена.

В составе тяжелой фракции установлены гранат, циркон, эпидот, сфен, апатит, рудные минералы, турмалин и ставролит, что позволяет связать накопление этой ассоциации с размывом пород кристаллического цоколя Среднерусского авлакогена. Выявленная ассоциация очень устойчива и практически не зависит от положения в разрезе или в какой-либо части авлакогена. На фоне общего однородного состава тяжелой фракции существуют интервалы ее резкого обогащения кластогенным эпидотом свежего облика, содержание которого достигает 40–95%. Следует предположить, что во время накопления осадочных толщ авлакогена существовал источник кластического материала, который с определенной закономерностью поставлял в осадки огромное (в масштабах тяжелой фракции) количество свежего обломочного эпидота. Логично предположить, что таким источником были рассмотренные выше бластомилониты тектонического меланжа, образованию которых сопутствовало широкое развитие кристаллического эпидота. Микронзондовый анализ зерен эпидота из осадоч-

ных и метаморфических пород показал идентичность их химических составов, что подтверждает представления об эдафогенной природе кластогенного эпидота в сероцветной толще [27].

ФАЦИАЛЬНЫЙ СОСТАВ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Изучение структурно-текстурных особенностей вскрытых бурением осадочных пород позволило выделить фациальные типы отложений, накопленные под влиянием разных обстановок континентальной седиментации. В составе сероцветной толщи установлены три фациальных типа отложений.

Фацция приразломных депрессий представлена обломками метаморфических пород фундамента в песчано-глинистом матриксе. Эти пестроцветные обвально-оползневые отложения накапливались в структурных ловушках обрамления тектонических уступов. Следует подчеркнуть, что базальные олистостромовые отложения присутствуют как вдоль всего Среднерусского авлакогена, так и на его потенциальном продолжении на территории Беларуси. Так, в разрезе Оршанского прогиба выделена шеровичская серия, в основании которой залегает пачка гранито-гнейсовых “развалов”, не претерпевших никакой транспортировки [2, 15, 16]. Значительная пестроцветность отложений в Среднерусском авлакогене свидетельствует о субаэральной обстановке осадконакопления. Мощность этой части рифейского разреза составляет: в Беларуси 18,8 м, в Среднерусском авлакогене – 11–25 м (Бологоевская и Северо-Молоковские скважины).

Фацция мелководных озер представлена темно-серыми или бурыми алевритистыми аргиллитами, серыми алевролитами и глинистыми песчаниками, накопившимися в условиях подвижного мелководья под влиянием нестабильной динамики водной среды. Присутствие бурых окрасок пород свидетельствует о субаэральной обстановке осадконакопления. В сторону осевых частей осадочных бассейнов фацция сменяется отложениями глубоких озер. В прибортовых частях прогибов фацция соседствует с грубообломочными отложениями приразломных депрессий. Мощность фацции варьирует от 50–360 м в юго-западном структурно-вещественном комплексе до 70–490 м в северо-восточном комплексе.

Фаццию глубоководных озер слагают серые аргиллиты и алевролиты с подчиненными прослоями песчаников, накопившиеся в центральных частях водоемов при слабой подвижности водной среды, хотя и при участии придонных течений. Отсутствие тонко фракционированных глинистых осадков гемипелагического или пелагического облика в сочетании с плохой окатанностью и

низкой степенью сортировки обломочного материала свидетельствуют в пользу озерного генезиса этих отложений. Об этом же свидетельствует и быстрая их фациальная смена в направлении бортов бассейнов алевро-песчаными отложениями мелководных озер. В юго-западном структурно-вещественном комплексе мощность пород возрастает от 120 м в прибортовых до 540 м в центральных частях осадочных бассейнов, в северо-восточном комплексе она достигает 2 км.

Красноцветная толща, известная только в юго-западном комплексе, представлена двумя фациальными типами отложений (см. рис. 2, б).

Фацция прибортовых частей межгорных прогибов представлена буро-красными или лилово-бурными разнотекстурными часто косослоистыми гравелистыми песчаниками. Характерны частые вариации гранулометрического состава отложений с постепенными переходами между отдельными разностями. Грубые отложения характерны для подножий склонов (дебризных конусов выноса) межгорных прогибов. В тектоническом смысле эти породы представляют молассу, накопление которой обычно сопутствует орогеническим событиям в тектоническом развитии региона. Мощность отложений составляет около 200 м.

Фацция осевых частей межгорных прогибов сложена красно-бурными алевритистыми песчаниками, слюдястыми алевролитами и аргиллитами. Генетически отложения достаточно разнообразны; даже в пределах небольших интервалов, охарактеризованных керном, наблюдается парагенезис аллювиальных, волновых и относительно тиховодных отложений. Такие условия могли возникать в центральных, удаленных от склонов частях межгорных прогибов. Смена сезонов и вариации интенсивности тектонических процессов определяли нестабильность гидродинамического режима, приводили к появлению и исчезновению мелких озер, временных русел и пойм. Видимая мощность отложений достигает 400 м.

ПРЕДПОСЫЛКИ ДЛЯ РЕКОНСТРУКЦИИ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ СРЕДНЕРУССКОГО АВЛАКОГЕНА

Обобщая приведенные выше данные, можно выделить ряд закономерностей строения Среднерусского авлакогена:

- приуроченность Среднерусского авлакогена к поясу относительно утоненной коры (Центрально-русской трансплатформенной зоне);
- отсутствие подъема поверхности Мохоровичича под прогибами авлакогена;
- отсутствие продуктов вулканической и гидротермальной деятельности;
- кулисообразное сочленение осадочных бассейнов и их гипсометрически различное положение

ние, характерные для сдвиговых систем растяжения;

- существование триады сопряженных структурных форм;

- участие в строении авлакогена метаморфического основания и неметаморфизованного чехла;

- наличие широко распространенного тонкого пласта динамометаморфизованных пород переменного состава (тектонического меланжа), указывающего на существование в прошлом горизонтальных движений отдельных частей коры;

- увеличение глубины бассейнов в сторону северо-восточного фланга;

- асимметричная форма прогибов, образованных за счет листрических и планарных сбросов;

- различия в строении осадочных разрезов на разных флангах авлакогена;

- отсутствие доверхнерифейских осадков на территории будущего авлакогена;

- соответствие химического состава мигматитов коллизионным и постколлизионным гранитоидам;

- изохимический характер формирования бластомилонитов по мигматитам;

- неодновременность вывода пород тектонического меланжа в область эрозии на разных флангах авлакогена;

- сходные для всего авлакогена обстановки седиментации и развития палеобиоты;

- совпадение палеонтологического возраста осадочных пород и изотопного возраста дайки лампрофиров, указывающее на близость по времени процессов растяжения и заполнения осадками растущего пространства аккомодации;

- минералогическая замкнутость седиментационной системы;

- накопление осадочных пород за счет размыва прилегающих кристаллических массивов (в частности, сходство химического состава зерен эпидота из осадочных и метаморфических пород);

- отсутствие признаков выветривания в породах тектонического меланжа, залегающего в основании бассейнов;

- регрессивная (от амфиболитовой к эпидот-амфиболитовой фации) направленность метаморфических преобразований в породах цоколя: исходная магматическая порода (габбро?) → амфиболит → мигматит по амфиболиту с признаками пластического течения → бластомилонит.

Перечисленные закономерности, касающиеся положения Среднерусского авлакогена на Русской плите, его строения и состава пород, близости во времени тектонических и осадочных процессов, роли пород центрального поднятия в поставке кластики в обрамляющие прогибы, позволяют подойти к выбору теоретической мо-

дели его формирования. Ранее, при изучении Молоковско-Торжокско-Тверского сегмента юго-западного структурно-вещественного комплекса Среднерусского авлакогена, было высказано предположение, что его формирование связано с крупномасштабными сдвиговыми процессами, которые сопровождалось хрупким разрушением части верхней коры и выводом на поверхность глубинных метаморфизованных пород [28]. Для оценки степени непротиворечивости этих представлений и их применимости к авлакогену в целом рассмотрим некоторые общие теоретические вопросы проявления простого сдвига.

ПРОСТОЙ СДВИГ И ЕГО ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

В широком смысле модель простого сдвига (simple shear) описывает субгоризонтальное тектоническое расслаивание реологически различных частей земной коры [68–70]. В геодинамических терминах простой сдвиг можно рассматривать как движение верхней тектонической пластины относительно нижней по изначально пологой поверхности внутрикорового срыва. С физической точки зрения эта поверхность является границей областей хрупких (вверху) и пластичных (внизу) деформаций. В геологической среде поверхности срыва представляют собой относительно маломощные (первые сотни метров) тела (в поперечных срезах – пласты) динамометаморфизованных пород кровли нижней и подошвы верхней пластин.

В реализации механизма простого сдвига выделяются два последовательных, но разных по энергетике и выражению этапа, причем один является предпосылкой для другого [58]. В ходе первого этапа хрупкое разрушение верхней пластины приводит к появлению серии крутопадающих плоских разломов и сопровождается крупноамплитудными сейсмическими событиями. Этот этап отвечает за 30–40% растяжения. Второй этап начинается после достижения некоторой критической величины разрушения верхней пластины, что вызывает нарушение изостатического и объемного равновесия. Восстановление равновесия достигается за счет перераспределения масс, в частности, за счет заполнения возникающего зияния вязко-пластичными породами нижней пластины. Этот процесс вызывает антиформное воздымание и вывод на поверхность метаморфических пород поверхности срыва и нижней коры.

Совместное нахождение этих пород в антиформах, сопряженных с бассейнами со срывом в основании, получило название комплекса метаморфического ядра (metamorphic core complex). Проблеме формирования комплексов метаморфических ядер посвящено огромное количество

публикаций. В России первое крупное обобщение по этой проблеме было выполнено Е.В. Складоровым с коллегами [23]. В последнее время появляется все больше данных о нахождении комплексов метаморфических ядер в разных тектонических областях, в том числе и в бассейнах с корой переходного и океанического типов [51].

К настоящему времени многие авторы считают, что комплексы метаморфических ядер зарождаются в коре, утолщенной за счет коллизионных или аккреционных процессов. В областях значительного растяжения, таких, как Провинция Бассейнов и Хребтов [41] или Эгейская провинция [63], комплексы метаморфических ядер начали развиваться спустя более чем 20 млн. лет после прекращения утолщения континентальной коры. Это время представляется достаточным для термальной релаксации утолщенной коры [35, 64]. Релаксация приводит к возникновению двухслойной системы, состоящей из 10–20 км хрупкой верхней коры и 30–40 км пластичной нижней коры, которая может быть частично расплавлена.

Утолщенная континентальная кора гравитационно нестабильна [48, 61]. Она может находиться в таком состоянии только за счет приложения внешних сил. Если граничные условия допускают гравитационное растяжение, термально ослабленная кора начинает плыть под своим собственным весом, что приводит к крупномасштабному растяжению с образованием рифтогенных структур [38].

Такое представление хорошо согласуется со строением и историей развития хинтерленда северо-американских Кордильер, где комплексы метаморфических ядер формируют синусоидальный по форме пояс поднятых метаморфических пород, который протягивается от южной Канады до северо-западной Мексики. Растяжение этой территории в третичное время и воздымание комплексов метаморфических ядер началось за 10–30 млн. лет до первоначального контакта между Тихоокеанской и Северо-Американской плитами, приведшего к заложению и развитию трансформного сдвигового режима на границе Сан-Андреас – Провинция Бассейнов и Хребтов [34]. Следовательно, растяжение произошло после интенсивного стресса и высоких скоростей конвергенции ларамид, но до прекращения субдукции в позднетретичное время [39, 40, 47].

Характерным представляется различие времени деформаций в разных комплексах метаморфических ядер [41]. Например, время растяжения на равнине Снейк Ривер – эоцен, тогда как к югу от равнины – олигоцен-миоцен [40]. Растяжение в обоих районах совпадает по времени с вулканическими событиями и внедрением мелких плутонов [40, 45, 46]. Магматический импульс представля-

ется частью сложного узора постларамийской вулканической деятельности, которая, в целом, мигрировала с эоцена до олигоцена–миоцена в юго-восточном направлении [32, 42, 57].

В настоящее время под Провинцией Бассейнов и Хребтов кора существенно утонена; мощность ее составляет 20–30 км. Зная величину современного растяжения, можно оценить мощность коры в прошлом, увеличив современную толщину коры на величину, обратно пропорциональную растяжению. Такая работа была выполнена для территории Провинции Бассейнов и Хребтов [41]. Палинспастическая карта для постларамийского времени показывает наличие в это время на месте современного максимального растяжения крупного корового кряжа, который возник в результате телескопирования коры при аккреционном взаимодействии континентальной и океанической плит. Мощность коры того времени оценивается в 50–60 км. Кряж существовал до тех пор, пока не произошло снижение упругих свойств пород за счет постларамийской магматической деятельности и не был снижен региональный стресс благодаря снижению скоростей конвергенции в конце ларамийского времени [39, 47].

Если эти построения верны, то коровый кряж должен был морфологически выражаться в палеорельефе. Ряд наблюдений подтверждает это. Так, меловые–раннетретичные (предрифтовые) осадки или вулканиты крайне редки в осадочных бассейнах хинтерленда северо-американских Кордильер, тогда как эрозионные поверхности, непосредственно предшествовавшие среднетретичному вулканизму и растяжению, представлены повсеместно [31, 49].

Выходы комплексов метаморфических ядер трассируют широко развитые в кордильерском хинтерленде тоналиты и гранодиориты мелового–третичного возраста. В этих гранитоидах эпидот является главным поздним минералом, связанным с влиянием частичного плавления. В экспериментах с плавлением синтетического гранодиорита эпидот кристаллизовался вместе с биотитом и плагиоклазом при давлении 8 кбар в интервале 600–700°C в зависимости от содержания воды [62, 71]. Этот интервал является полем стабильности эпидота в магматических условиях. В ходе экспериментов был установлен узкий (30°C) температурный интервал сосуществования эпидота и роговой обманки при одновременном растворении последней и кристаллизации эпидота.

Было предположено [33], что появление этих пород связано с плавлением корней утолщенной коры и имеет непосредственное отношение к инициации последующего растяжения. О принципиально важной роли расплава как внутренней неоднородности на границе перехода от хрупкой к вязкой коре говорят и результаты аналогового

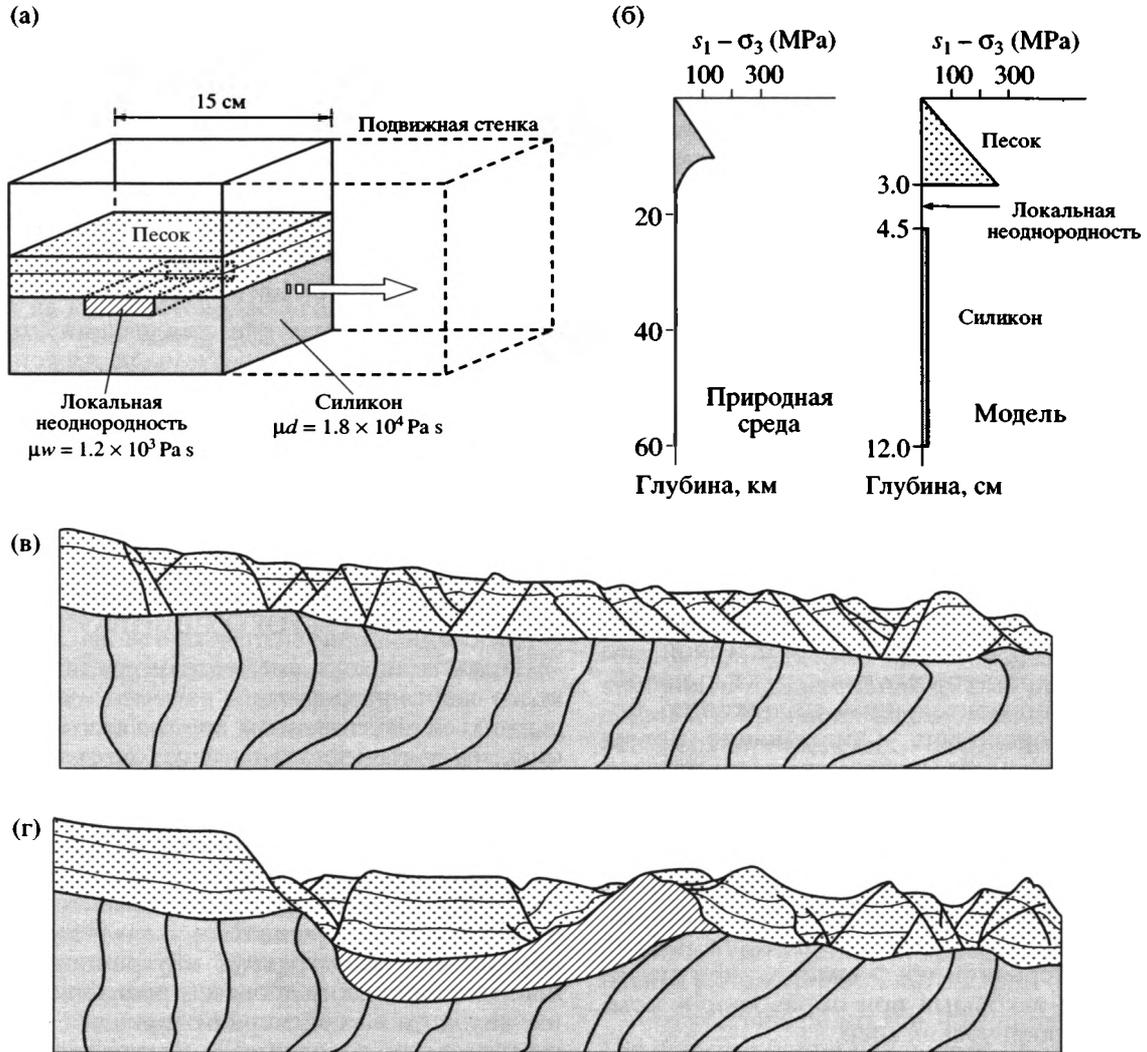


Рис. 4. Результаты аналогового моделирования, по [37]: а – принципиальная схема аналоговой модели; б – графики свойств природной (слева) и модельной (справа) сред; в – простая двухслойная модель; г – двухслойная модель с локальной неоднородностью

моделирования [37]. В прямоугольную коробку с одной подвижной стенкой помещались силикон и песок (рис. 4, а). Параметры выбранных компонентов соответствовали профилю напряжений в природных условиях [43]. Песок (материал Мора-Колумба) в этой модели имитировал хрупкий слой верхней коры, а силикон (ньютоновская жидкость) – вязкую нижнюю кору (см. рис. 4, б). По мере отодвигания подвижной стенки вещество начинало растекаться под влиянием собственного веса. В моделях, сложенных только однородными песком и силиконом, гравитационное растекание приводило к появлению монотонной системы отдельных блоков, поверхность раздела песок-силикон оставалась плоской и никаких местных подъемов вязкого слоя не возникало (см. рис. 4, в).

Подобие наблюдаемым в природе структурам с комплексами метаморфических ядер было достигнуто после введения на границе сред песок-силикон третьего компонента, имитирующего локальный ослабленный участок. Этот компонент имел вязкость $1.2 \times 10^3 \text{ Pa} \cdot \text{s}$, что имитировало присутствие в коре пластичной, частично расплавленной среды гранитного состава (см. рис. 4, а). В ходе растяжения крутопадающие (около 60°) сбросы, ограничивающие грабены и запрокинутые блоки, зарождались в зоне хрупких деформаций непосредственно над областью нахождения пластичной среды. По мере нарастания величины растяжения сбросообразование быстро охватывало всю область хрупких деформаций, однако растяжение концентрировалось в одном из грабенов первой генерации. Наблюдалось вращение и выполаживание граничного разлома грабена

вплоть до постепенного изгибания этой поверхности вверх, что позволяло подниматься куполу вязкого слоя (см. рис. 4, г). Эти новые деформации компенсировались листрическими сбросами в борту главного бассейна и крутопадающими нормальными сбросами, падающими к поверхности детачмента, в периферическом бассейне.

Помимо подтверждения представлений о зарождении комплексов метаморфических ядер в присутствии расплава, эксперимент имел и ряд других не менее важных следствий. Во-первых, эксперимент не учитывал остывания эксгумированной литосферы, что позволило предположить адиабатический характер процесса. Это допущение подтверждается двумя полевыми наблюдениями: 1) характерно быстрым подъемом комплексов метаморфических ядер [38, 44] и 2) сохранением метаморфических изоград в деформированных породах вокруг комплекса метаморфического ядра [67].

Во-вторых, рост антиформы не сопровождался деформацией подошвы силиконового слоя, что соответствует характерному для структур подобного типа субгоризонтальному положению поверхности Мохоровичича. Образование новых структур в изучаемой модели происходило исключительно в результате перераспределения постоянных объемов разных по физическим свойствам материалов. Понятно, что природные процессы всегда оказываются сложнее любого эксперимента, однако в данном случае была показана достаточность весьма небольшого набора факторов и материалов для формирования структур, сходных с таковыми при образовании комплексов метаморфических ядер.

В-третьих, эксперимент наглядно продемонстрировал генетически сопряженное развитие возникающих структурных форм: растущей антиформы и компенсирующих деформации депрессий.

Существование триады структур – бассейнов в обрамлении антиформы комплекса метаморфического ядра установлено в последние десятилетия в разных тектонических областях. Весьма характерной представляется раннемиоценовая система растяжения в центральной части пустыни Мохаве США [50].

Обобщая приведенные данные по некоторым тектонотипическим областям, можно выделить следующие главные предпосылки и следствия реализации простого сдвига:

- вызванное коллизией или аккрецией формирование утолщенной коры;
- плавление в утолщенной коре, связанное с выравниванием вещественной неоднородности;
- термальная релаксация переработанной коры с возникновением реологически расслоенной системы;

– существование к началу растяжения положительной формы рельефа, обусловившей ненакопление осадков и эрозию в течение длительного интервала времени;

– гравитационный характер растяжения (растекание) реологически слоистого потенциально нестабильного массива утолщенной коры при появлении благоприятных условий в сторону от жестких блоков кратона;

– зарождение и развитие детачмента на глубине;

– смещение времени реализации простого сдвига по простиранию системы растяжения;

– формирование характерного ансамбля парагенетически сопряженных структурных форм, включающего метаморфический цоколь и нематаморфизованные породы.

СТАНОВЛЕНИЕ СРЕДНЕРУССКОГО АВЛАКОГЕНА ПОД ВЛИЯНИЕМ ПРОСТОГО СДВИГА

Приведенные выше модели реализации простого сдвига разработаны на геологически молодых объектах, связанных прежде всего с аккреционными континентальными окраинами, т.е. с областями развития земной коры переходного типа и высокими скоростями протекания тектонических процессов. Реализация простого сдвига на континентальной коре, переработанной в результате взаимодействия жестких элементов кратона, может и должна отличаться значительным своеобразием. Реконструируя внутриконтинентальные тектонические процессы рифейского времени, автор ни в коей мере не пытается отождествить их с олигоцен-миоценовым растяжением на аккреционных окраинах. Только общее сходство структурно-породного ансамбля Среднерусского авлакогена с продуктами реализации простого сдвига позволяет рассмотреть особенности его строения в сопоставлении с хорошо изученными структурами тектонотипических областей.

Одним из важнейших признаков развития Среднерусского авлакогена под влиянием простого сдвига является триада парагенетически сопряженных структур. Характер тектонических нарушений, ограничивающих структурные элементы триады, соответствует представлению о том, что деформации коры при росте центрального поднятия компенсировались появлением обрамляющих его протяженных прогибов – ветвей Среднерусского авлакогена. При этом лучше оформленный и более глубокий (по крайней мере в пределах юго-западного структурно-вещественного комплекса) прогиб северной ветви авлакогена позволяет рассматривать его в качестве области главного погружения. Выше было показано, что при аналоговом моделировании процесса область главного погружения зарождалась над наи-

более пластичной средой и в дальнейшем испытывала постоянное погружение по мере развития сдвига, формирования антиформы и периферического бассейна [37]. Полагая, что прогиб южной ветви авлакогена является периферическим по отношению к области главного проседания, можно предположить, что в его сторону происходило наибольшее раскрытие триады. Такое допущение хорошо согласуется, во-первых, со строением сбросов – листрических на северо-западе и планарных на юго-востоке, во-вторых, с данными о движениях геоблоков цоколя Русской плиты. Так, С.Л. Костюченко и Л.Н. Солодилов [12] приводят данные о смещении на юго-запад Балтийского мегаблока (объединяющего выделяемые в данной работе Белорусско-Балтийский и Кольско-Карельский геоблоки) при одновременном движении на юго-восток Волго-Уральского (Волго-Камского) мегаблока.

Генетическая сопряженность структур авлакогена отчетливо выражена в литолого-минералогических свойствах верхнерифейских осадочных пород. Седиментация происходила в континентальных условиях одновременно на всем протяжении авлакогена и сопровождалась заложению и развитию структурно обособленных бассейнов. В строении бассейнов значительную роль играли тектонические нарушения. Об этом говорят резкая фациальная изменчивость и наличие фации приразломных депрессий. В сдвиговых системах такие отложения, как правило, приурочены к поперечным нарушениям, вдоль которых в бассейн проникают и быстро разгружаются переносимый материал временные или постоянные водотоки. Идентичность состава осадочных пород в обоих прогибах авлакогена, безусловно, указывает на их формирование за счет единого источника, которым, в первую очередь, являлись породы центрального поднятия триады.

Участие в строении авлакогена метаморфизованного цоколя и неметаморфизованного осадочного чехла соответствует сценарию развития простого сдвига по кордильерскому типу. Структурно-вещественной границей метаморфических пород нижней тектонической пластины и не затронутых процессами метаморфизма пород осадочного выполнения прогибов служат породы тектонического меланжа, которые являются также и вещественным выражением зоны срыва в Среднерусском авлакогене. Об этом свидетельствуют положение тектонического меланжа в структуре авлакогена, макро- и микротекстуры, вещественный состав и минеральные парагенезисы. Современное положение избежавших размыва фрагментов тектонического меланжа позволяет реконструировать характерную для комплексов метаморфических ядер полого изогнутую кверху поверхность. Из-за характерной клиновидной формы авлакогена эта поверхность имеет

вид конуса, ориентированного по простиранию авлакогена с вершиной на его северо-восточном фланге. По простиранию авлакогена тектонический меланж несколько варьирует по составу, что, вероятно, вызвано изначальными различиями подвергнутых динамометаморфизму пород.

Выше была показана сопоставимость термобарических условий формирования пород тектонического меланжа Среднерусского авлакогена и кордильерских гранитоидов. Параметры температурного плавления и характерные температурные рамки формирования наблюдаемых минеральных парагенезисов соответствуют условиям границы верхней и средней коры, т.е. глубинам около 10–15 км. Как уже отмечалось, при простом сдвиге эти глубины являются характерным уровнем заложения срывов.

Комплекс рассмотренных структурных, стратиграфических, литологических и минералогических данных позволяет предположить, что на месте современного положения Среднерусского авлакогена в допозднерифейское время существовала крупная положительная форма рельефа. Так, во-первых, в прогибах авлакогена отложения древнее верхнерифейских отсутствуют. Осадочные отложения верхнего рифея эрозионно с угловым несогласием налегают на метаморфические породы. Как было показано выше, наличие стратиграфических перерывов и широкое развитие эрозионных поверхностей являются характерными (если не обязательными) признаками развития области растяжения в преддверии вывода комплекса метаморфического ядра.

Отсутствие реликтов или продуктов размыва кор выветривания указывает на то, что на месте заложения будущего авлакогена находилась постоянно растущая форма рельефа. Рост этой формы, по всей видимости, отражает процесс тектонической эрозии верхней тектонической пластины в допозднерифейское время. В таком случае продукты размыва верхней пластины должны были сноситься в обрамляющие поднятие области. Действительно, мощные доверхнерифейские осадочные толщи присутствуют в структурах непосредственного обрамления Среднерусского авлакогена – ранне(?)-среднерифейских Мезенских структурах растяжения и Подмосковном авлакогене. Недавние специальные минералого-петрографические исследования показали, что средне-верхнерифейские пестроцветные глинисто-алеврито-песчаные аркозовые толщи Подмосковного грабена могли накопиться в результате размыва кристаллических пород антиформы, на месте которой и заложился Среднерусский авлакоген [11, 22].

Во-вторых, несмотря на разнообразие обстановок осадконакопления, существовавших на фоне становления Среднерусского авлакогена в по-

зднем рифее, кластогенный состав породообразующих и акцессорных минералов оставался постоянным во всех осадочных толщах, выполняющих его прогибы. Такое постоянство говорит о неизменности источников обломочного материала. Накопление осадков в прогибах авлакогена было связано с первым циклом седиментации, т.е. с разрушением магматических и метаморфических пород. Особенно важную роль сыграло разрушение пород тектонического меланжа. Кластогенный состав осадочных пород авлакогена не изменился даже во время накопления красноцветной толщи, когда возросла роль процессов переотложения (рециклирования) осадочных пород. Такие условия могли возникнуть только в замкнутой седиментационной системе, где даже процессы переотложения носили внутрiformационный характер. Характерное для областей крупномасштабного растяжения гипсометрически высокое положение области заложения Среднерусского авлакогена хорошо объясняет отсутствие влияния внешних по отношению к ней источников кластики на формирование петрофонда верхнерифейских осадков.

В-третьих, фациальный облик отложений свидетельствует о существовании в прошлом полуизолированных озер и межгорных долин, что согласуется с представлением о замкнутом и поднятом положении области растяжения. В случае гипсометрически низкого положения рассматриваемой территории следовало бы ожидать площадного распространения морских или прибрежно-морских фаций, которые в пределах авлакогена не установлены.

В рассмотренных выше примерах тектонической предыстории Провинции Бассейнов и Хребтов было показано, что растяжению этой области предшествовало утолщение коры. Структурным выражением данного события стал коровый кряж – заметная в рельефе область гравитационно нестабильной коры. Участие в формировании пород фундамента Среднерусского авлакогена коллизионных гранитоидов и приуроченность самого авлакогена к наиболее тонкой для Русской плиты коре представляются весьма убедительными аргументами в пользу существования в среднепозднерифейское время крупного корового кряжа на территории, занимаемой в настоящее время Центральнойрусской трансплатформенной зоной. Интересным следствием описанного выше сходства составов мигматитов и blastsмилонитов тектонического меланжа является вывод об изохимическом характере процесса blastsмилонитизации. Такие условия свидетельствуют о замкнутости метаморфической системы, которая могла возникнуть только в случае изолированности внутрикоровых процессов преобразования вещества от влияния мантийных расплавов. Наиболее вероятной областью существования этой систе-

мы могла стать граница раздела двух тектонических пластин, т.е. уровень раздела верхней и средней коры, что согласуется с данными анализа парагенезисов метаморфических ассоциаций.

Еще одним важным свидетельством сходства развития Среднерусского авлакогена с областями крупномасштабного проявления простого сдвига являются признаки проявления двух этапов растяжения, которые являются характерной чертой утонения континентальной коры [14, 58].

В пределах Среднерусского авлакогена два этапа растяжения наглядно запечатлены в строении осадочных толщ юго-западного структурно-вещественного комплекса, где наблюдается быстрый, но стратиграфически согласный переход от пестроцветных к красноцветным отложениям (см. рис. 2). Регрессивное изменение разреза, обычно называемое в западной литературе переходом от флиша к молассе [30], отражает обмеление бассейнов, связанное, как и большинство осадочных событий, с тектоническими реорганизациями структуры. На сейсмических профилях, проходящих вкост простирания авлакогена, видно, что толщи красноцветных отложений почти вдвое перекрывают по ширине толщи сероцветных отложений. Исходя из этого, можно сделать вывод о том, что интенсивность второго (более позднего) этапа растяжения превосходила интенсивность начального этапа. Это согласуется с представлением о большем масштабе процесса на заключительном этапе растяжения континентальной коры [58].

Отчетливые различия в ширине и мощности сероцветных толщ, выполняющих бассейны двух структурно-вещественных комплексов, свидетельствуют о различной истории их формирования. Несмотря на сходный фациальный состав, сероцветные породы юго-западного комплекса имеют сравнительно небольшую (до 750 м) мощность, тогда как в северо-восточном комплексе их мощность возрастает почти втрое. Такое различие может отражать разные скорости погружения бассейнов и разную продолжительность седиментации на разных флангах. О некотором отличии геодинамических условий, а, следовательно, и вероятной разнице в скоростях развития структур, свидетельствует и картируемая по сероцветным породам ширина бассейнов юго-западного фланга. Это позволяет предположить, что растягивающая составляющая на этом фланге была более значимой уже и в период накопления сероцветных отложений.

Другой принципиально важной особенностью разрезов юго-западного структурно-вещественного комплекса является присутствие в их верхних частях мощных красноцветных толщ, которые не характерны для разрезов северо-восточного комплекса. Различия в строении разрезов могло быть обусловлено либо разными условия-

ми накопления осадков в разных частях авлакогена, либо постседиментационным размывом красноцветных пород на северо-востоке авлакогена. В последнем случае следует предположить, что северо-восточная часть авлакогена испытала поднятие, например, в ходе предвендской реорганизации структурного плана территории. Однако подобное допущение вряд ли можно считать правомочным. Во-первых, северо-восточная часть авлакогена расположена в той части Русской плиты, которая испытала наибольшее погружение в пострифейское время. Во-вторых, крайне трудно представить избирательный размыв именно красноцветной части разреза при сохранении в нем всех сероцветных отложений, превосходящих по мощности, но фациально идентичных таковым в юго-западном комплексе.

Почти вдвое бóльшая по сравнению с сероцветными ширина распространения красноцветных отложений на юго-западе авлакогена свидетельствует о более интенсивном характере растяжения на этом фланге, тогда как на другом фланге продолжали накапливаться сероцветные толщи. То есть существовавший с начала позднего рифея режим трансенсии на территории трансплатформенной зоны в определенный период заметно активизировался на юго-западном фланге развивающейся системы растяжения. Причину этому логично связать с разной величиной расхождения обрамляющих Центральнорусскую трансплатформенную зону геоблоков: южных Белорусско-Балтийского и Воронежско-Украинского и северных Кольско-Карельского и Волжско-Камского (см. рис. 1). Мозаичное строение цоколя Русской плиты, различные размеры, свойства и положение геоблоков по отношению к границам должны были вызвать кинематически разные реакции в протерозойской коре объединяющей их трансплатформенной зоны.

Несмотря на многие черты сходства с процессами развития комплексов метаморфических ядер, позднерифейский структурно-породный ансамбль Среднерусского авлакогена обнаруживает и существенные отличия.

Во-первых, в настоящее время отсутствуют достоверные данные о смещении во времени событий вывода горстов центрального поднятия по простиранию авлакогена. Выше было показано характерное различие (до 50 млн. лет) времени деформаций в разных частях по простиранию пояса комплексов метаморфических ядер в североамериканском хинтерленде [41]. Предполагая сходство механизма формирования Среднерусского авлакогена с таковым в тектонотипической области, следовало бы ожидать соответствия и в данном параметре развития этих территорий. К сожалению, современные возможности пале-

онтологических методов датирования рифейских событий ограничены и не позволяют сопоставить возрастные характеристики осадочных толщ в столь узком временном интервале рифейского времени. В то же время структурные, фациальные и минералогические признаки указывают на неодновременность вывода пород тектонического меланжа в область эрозии в разных частях авлакогена. Более того, можно достаточно уверенно говорить о смещении волны коровых деформаций в юго-западном направлении, т.е. в сторону максимального раскрытия авлакогена. Процесс этот полностью контролировался относительными движениями геоблоков Русской плиты. Возможно, что это структурно-породное смещение в пределах авлакогена и отражает сходство с раскрытием кордильерского хинтерленда. Это сходство, по-видимому, отражено и в омоложении возрастов даек в северо-восточном направлении. Зная возраст даек в Крестцовском (1.245–1.345 млрд. лет [8]) и Молоковском (1 млрд. лет) бассейнах и учитывая максимальное раскрытие Среднерусского авлакогена на юго-западе, можно предположить и смещение растяжения во времени. Если это так, то возраст вскрытых Бобровской скважиной габбро-диабазов может оказаться менее 1 млрд. лет.

Во-вторых, существует проблема сопоставления длительности развития Среднерусского авлакогена и областей развития комплексов метаморфических ядер. Как следует из изложенных выше примеров, средняя скорость вывода комплекса метаморфических ядер после завершения коллизионного события составляет первые десятки миллионов лет (10–50 млн. лет). Если это время является характерным для рассматриваемых процессов (что, в принципе, никем и нигде не доказано), то воздымание центрального элемента триады Среднерусского авлакогена должно было произойти не позднее 0.05 млрд. лет после вызванной коллизией мигматизации (возраст мигматитов по циркону соответствует 2.5 млрд. лет). В строении авлакогена это событие не отражено. Изохимически образованные по коллизионным мигматитам бластомилониты имеют изотопный (по сфену) возраст в 1.75 млрд. лет. Учитывая структурно-текстурные и петрологические свойства этих пород, со временем их образования можно связать относительное смещение верхней и нижних тектонических пластин, приведшее к формированию пород тектонического меланжа на уровне глубинного срыва. Вывод меланжа на поверхность и появление триады авлакогена следует связать с процессами растяжения (внедрением даек) и началом накопления осадков в прогибах.

Зная, что по расчетам Т.Б. Баяновой, реальный возраст дайки, вскрытой Северо-Молоков-

ской сважинной, не может быть древнее 1 млрд. лет (см. табл. 2), можно определить верхний временной рубеж начавшегося растяжения. Учитывая, что дайка не затрагивает осадочные породы, следует предположить, что седиментация в прогибах авлакогена началась позднее, то есть менее 1 млрд. лет тому назад. Такое предположение согласуется с полученными при анализе микрофоссилий выводами о принадлежности изученных морфотипов относительно высоким горизонтам верхнего рифея [27]. Следовательно, и заложение бассейнов (по крайней мере, Молоковского сегмента триады) произошло менее чем 1 млрд. лет назад.

Таким образом, временные интервалы основных тектонических событий в развитии авлакогена намного превышают характерные временные интервалы постколлизии развития структур растяжения хинтерленда северо-американских Кордильер. В то же время отмеченные различия во временных интервалах протекания геодинамически сходных процессов представляются допустимыми в силу принципиального различия сопоставляемых территорий. Действительно, хинтерленд северо-американских Кордильер сформировался на коре переходного типа, где континентальная кора до этого не существовала. Напротив, Центральнорусская трансплатформенная зона, вмещающая в себя Среднерусский авлакоген, приурочена к центральной (осевой) части Русской плиты, где вряд ли имели место аккреционные процессы, характерные для западной окраины Северо-Американского континента в эоцено-олигоцене.

Возможность растяжения коры зависит не от тектонической предыстории ее развития, а от благоприятных для растяжения условий на момент раскрытия этой области. Так, гравитационное растекание переутолщенной коры началось в северо-американском хинтерленде после завершения фазы интенсивной аккреции. При этом в ряде работ, посвященных истории этого процесса, указывается, что растяжение имело односторонний характер и происходило в сторону океана, поскольку с континентальной стороны область гравитационно нестабильной коры была ограничена жестким континентальным блоком плато Колорадо [64]. Возможность раскрытия Среднерусского авлакогена полностью определялась относительно небольшими перемещениями жестких блоков Русской плиты. Естественными следствиями различия граничных условий в тектонически разных областях представляются своеобразие темпов формирования и облика конечных структур. Собственно формирование авлакогена не имеет отношения к постколлизии распаду корового кряжа, а связано с более поздними "холодными" кинематическими перестройками в континентальной коре. Общность с кордильерской текто-

никой состоит в сходности самого механизма реорганизации коры – проявлении простого сдвига. Возможно, что Среднерусский авлакоген является позднерифейским внутрикратонным тектоно-типом этого механизма.

Суммируя изложенные выше данные, можно представить внутриплитный сценарий подготовки и реализации крупномасштабного расслоения земной коры.

В ходе коллизии геоблоков цоколя Русской плиты сформировался выраженный в рельефе коровый кряж, располагавшийся на месте современной трансплатформенной зоны (рис. 5, а). Аномальные свойства коры привели к ее плавлению и мигматизации с последующей термальной релаксацией и расслоением вещества коры на верхнюю (хрупкую) и нижнюю (более пластичную) части. В итоге этих процессов сформировался реологически расслоенный комплекс пород избыточно утолщенной коры, в котором могли (и должны были) создаться предпосылки для реализации простого сдвига.

Условия для распада кряжа с образованием на границе верхней и средней коры бластомилонитов по постколлизии мигматитам сложились около 1.75 млрд. лет назад. Начавшееся растяжение привело к тектонической эрозии верхней пластины и, вероятно, некоторому воздыманию поверхности детачмента (см. рис. 5, б). В то же время доминировавший режим транспрессии, связанный с наличием в обрамлении кряжа жестких геоблоков, не допустил быстрого гравитационного растекания неравновесной системы корового кряжа.

Переход системы растяжения к транстенсивному режиму произошел около 1.3–1 млрд. лет. В это время началось преобразование примитивной сдвиговой системы в раскрывавшуюся на юго-запад сдвиговую зону значительной ширины. Тектоническая эрозия части верхней тектонической пластины привела к поступлению наиболее пластичных мигматизированных пород нижней коры в образуемое зияние. Деформация в связи с ростом антиформы и ее компенсация прогибами обрамления привели к зарождению триады сопряженных структур (см. рис. 5, в).

Последующая преимущественная транстенсия на юго-западном фланге системы растяжения вызвала перемещение в эту область большего объема метаморфических пород. Прогрессивное погружение северо-восточного фланга авлакогена могло быть вызвано оттоком нижнекорового материала на юго-запад – в сторону максимального раскрытия триады.

Различия палеотектонических режимов наглядно отражены в сечениях разных флангов современной структуры авлакогена (см. рис. 5, г). Рост центрального поднятия сопровождался

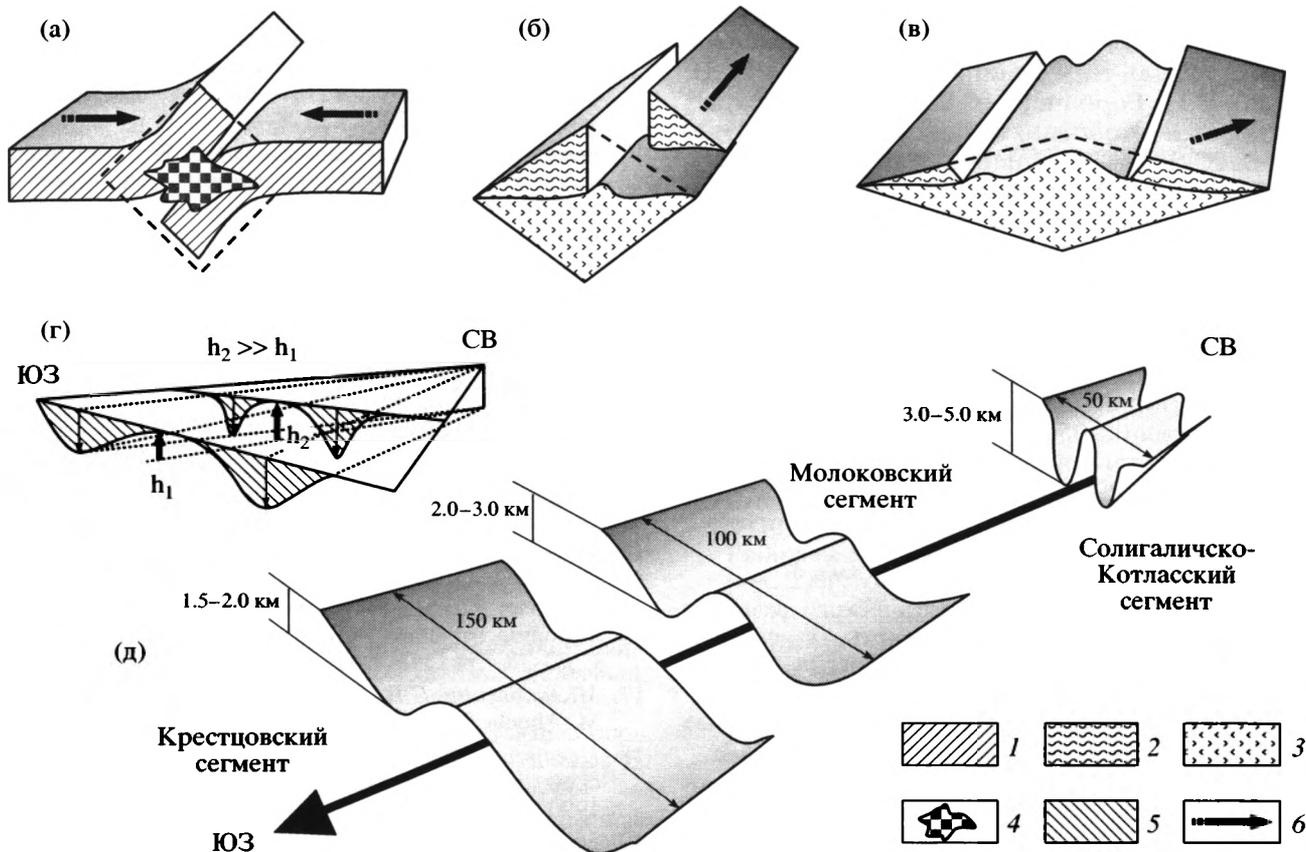


Рис. 5. Основные черты развития Среднерусского авлакогена: а–в – принципиальные этапы тектонической истории и формирования авлакогена: а – коллизия геоблоков Русской плиты, образование корового кряжа, внутрикоровое плавление, б – термальная релаксация, начало распада кряжа, появление detachмента, в – развитие сдвиговой зоны, оформление структурной триады авлакогена; г – наблюдаемые различия поперечных сечений на разных флангах триады; д – схема изменения амплитуд деформаций по простиранию авлакогена

1 – архейские геоблоки Русской плиты; 2, 3 – тектонические пластины: 2 – верхняя, 3 – нижняя; 4 – область внутрикорового плавления и мигматизации; 5 – поперечные сечения авлакогена; 6 – направления движений тектонических пластин

уничтожением существовавших структурных форм и латеральной проградацией бассейнов вслед за растущим пространством аккомодации. По мере расширения бассейны становились мельче, что соответствует закономерностям распределения упругих волн: сокращению амплитуды волны с конечной площадью поверхности по мере роста ее длины (см. рис. 5, д). Эта закономерность проявлена в вырождении прогибов авлакогена в юго-западном направлении.

Логика приведенной модели и строение систем растяжения на территории Беларуси позволяют предположить, что структуры Среднерусского авлакогена протягиваются на запад, где, возможно, представлены Витебским (северным) и Могилевским (южным) прогибами, разделенными Центральнооршанским горстом. Действительно, здесь отмечаются уменьшение глубин прогибов в западном направлении, структурная и седиментационная сопряженность прогибов и центрального поднятия, асимметрия бассейнов [15, 16, 18].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сопоставление строения Среднерусского авлакогена с характером реализации простого сдвига в тектонотипических областях указывает на связь его формирования с крупномасштабным расслоением земной коры

Эволюция авлакогена происходила от сдвига к сдвиговой зоне с формированием к концу рифея триады парагенетически сопряженных структурных форм – центрального антиклинального поднятия и обрамляющих его компенсационных прогибов. Рост поднятия сопровождался латеральной проградацией и уменьшением глубин прогибов, что соответствует закономерностям распределения упругих волн. Разная величина растяжения на противоположных флангах авлакогена предопределила клиновидную форму и вырождение структурной триады в юго-западном направлении. Главную роль в становлении Среднерусского авлакогена играли относительные перемещения жестких архейских массивов Русской плиты.

Автор выражает глубокую признательность Т.Б. Баяновой (ГИН Кольского научного центра РАН, Апатиты), Е.В. Бибиковой (ГЕОХИ РАН, Москва), В.И. Горбачеву (ФГУП НПЦ “Недра”, Москва), Ю.Б. Коновальцеву, С.И. Филину (Экспедиция № 2 УГГП “Спецгеофизика”, Эммаус), Ю.Г. Леонову, О.М. Розену, В.С. Федоровскому (ГИН РАН, Москва), Е.В. Склярору (ИГУ, Иркутск), Д.Л. Федорову (ГЕОН, Москва), Р.Г. Гарецкому и М.А. Нагорному (НАН Беларуси, Минск), помощь, опыт, мнения и замечания которых во многом способствовали появлению и улучшению данной статьи.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 02-05-64710, 02-05-64182 и 03-05-64292) и Федеральной программы научных школ (грант НШ-1982.2003.5).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аксенов Е.М. История геологического развития Восточно-Европейской платформы в позднем протерозое // Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Санкт-Петербург: ИГГД РАН, 1998. 106 с.
2. Анатольева А.И. Домезозойские красноцветные формации. Новосибирск: Наука, 1972. 346 с.
3. Богданов А.А. О тектоническом расчленении докембрийских образований фундамента Восточно-Европейской платформы // Вестник МГУ. Сер. геол. 1967. № 1. С. 8–26.
4. Валева Р.И., Клубов В.Н., Островский М.И. Сравнительный анализ условий формирования и пространственного размещения авлакогенов Русской платформы // Сов. геология. 1969. № 4. С. 58–67.
5. Владимиров Т.И., Капустин И.Н., Орлов В.П., Федоров Д.Л. Объяснительная записка к Гипсометрической карте поверхности кристаллического фундамента центральной и северной частей Восточно-Европейской платформы масштаба 1 : 2500000. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2001. 71 с.
6. Гоголь О.В., Шерстеникова О.Г., Деленицин А.А., Дьяков Н.С. Sm-Nd возраст датирования на FINNIGAN-MAT 262 // Тезисы докладов I Российской конференции по изотопной геохронологии “Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты”. М.: ГЕОХИ, 2000. С. 115–116.
7. Гордасников В.Н., Троицкий В.Н. Средне-Русский авлакоген – стержневая структура Московской синеклизы // Сов. геология. 1966. № 12. С. 35–47.
8. Золотов А.Н. Тектоника и нефтегазоносность древних толщ. М.: Недра, 1982. 240 с.
9. Капустин И.Н., Владимиров Т.И., Федоров Д.Л. и др. Гипсометрическая карта поверхности кристаллического фундамента центральной и северной частей Восточно-Европейской платформы масштаба 1 : 2500000. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2001.
10. Клевцова А.А. Основные этапы осадконакопления в рифее на Русской платформе (ранний и средний этапы) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1976. № 7. С. 3–15.
11. Костылева В.В., Чамов Н.П., Симанович И.М., Анисеева О.В. Этапы развития рифейских осадочных бассейнов центральной части Восточно-Европейской платформы // Литология и полезные ископаемые. 2001. № 4. С. 408–417.
12. Костюченко С.Л., Солодилов Л.Н. К геологическому строению Московии: глубинная структура и тектоника // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1997. Т. 72. Вып. 5. С. 6–17.
13. Кропоткин П.Н., Валяев Б.М., Гафаров Р.А., Соловьева И.А., Трапезников Ю.А. Глубинная тектоника древних платформ северного полушария. М.: Наука, 1971. 390 с.
14. Леонов Ю.Г. Континентальный рифтогенез: современные представления, проблемы и решения // Геотектоника. 2001. № 2. С. 5–18.
15. Махнач А.С., Веретенников Н.В., Шкуратов В.И., Бордон В.Е. Рифей и венд Белоруссии. Минск: Наука и техника, 1976. 360 с.
16. Махнач А.С., Веретенников Н.В., Шкуратов В.И. Стратиграфическая схема верхнего докембрия Белоруссии // Тез. докл. Совещания по верхнему докембрию (рифее) Русской платформы. М., 1974. С. 73–78. Тр. ГИН РАН.
17. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории земли. М.: Наука, 1983. 280 с.
18. Нагорный М.А. Тектоника Вольно-Среднерусской системы прогибов. Минск: Наука и Техника, 1990. 105 с.
19. Николаев В.Г. Тектоническая предистория Московской синеклизы в рифее // Геотектоника. 1999. № 6. С. 59–65.
20. Петров В.Г. О структурных соотношениях рифейских прогибов в центральных областях Восточно-Европейской платформы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1972. № 2. С. 5–16.
21. Постников А.В., Лапинская Т.А., Попова Л.П., Яковлев Д.О. Новые данные о раннедокембрийских магматических формациях восточной части Русской плиты по материалам глубокого бурения скважин // Геология и геохронология докембрия Восточно-Европейской платформы. Ленинград: Наука, 1990. С. 166–175.
22. Симанович И.М. Минералогия и петрография рифейских отложений Московского грабена // Литология и полезные ископаемые. 2000. № 5 С. 25–37.
23. Скляр Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа // Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1997. 182 с.
24. Хераскова Т.Н., Волож Ю.А., Воронцов А.К., Певзнер Л.А., Сычкин Н.И. Условия осадконакопления в рифее и раннем венде в центральной части Восточно-Европейской платформы // Литология и полезные ископаемые. 2002. № 1. С. 77–92.
25. Цветков Л.Д., Чамов Н.П., Костылева В.В. и др. Детальное изучение геологического разреза Северо-Молоковской параметрической скважины. Объект № 065. Ярославль: ФГУП НПЦ “Недра”, 2001. 262 с. Деп. в ФГУП НПП “Росгеолфонд”, 2001. № 477330. Тверская (Калининская) область. Разведочное бурение.

26. Чамов Н.П. Строение и модель формирования Среднерусского авлакогена // Осадочные бассейны: методика изучения строения и эволюции. М.: Книжный мир, 2004. С. 142–159.
27. Чамов Н.П., Костылева В.В., Вейс А.Ф., Горбачев В.И. Позднерифейское осадконакопление в Среднерусском авлакогене // Литология и полезные ископаемые. 2003. № 5. С. 539–550.
28. Чамов Н.П., Костылева В.В., Горбачев В.И., Грибова И.С., Есипко О.А., Коновальцев Ю.Б., Филлин С.И. Новые данные о механизме формирования Молоковского бассейна, Русская плита // Геотектоника. 2002. № 3. С. 9–21.
29. Шатский Н.С. О происхождении Пачелмского прогиба // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1955. № 5. С. 5–26.
30. Allen P.A., Allen J.R. Basin analysis: principles and applications. Oxford: Blackwell Sci. Publ., 1990. 461 p.
31. Armstrong R.E. Sevier orogenic belt in Nevada and Utah // Geol. Soc. Am. Bull. 1968. Vol. 79. P. 429–458.
32. Armstrong R.E. Geochronology of the Eocene volcanic-plutonic episode in Idaho // Northwest Geology. 1974. Vol. 3. P. 1–14.
33. Armstrong R.E. Cordilleran S- and I-type granites: Indicators of lithosphere thickness // Geol. Ass. Can. Annual Meeting Progr. 1983. Vol. 8. P. 3.
34. Atwater T. Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America // Geol. Soc. Am. Bull. 1970. Vol. 81. P. 3513–3536.
35. Bartley J.M., Glazner A.F. Hydrothermal systems and Tertiary low-angle normal faulting in the southwestern United States // Geology. 1985. Vol. 13. P. 562–564.
36. Batchelor R.A., Bowden P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicratonic parameters // Chem. Geol. 1985. Vol. 48. P. 43–55.
37. Brun J.P., Sokoutis D., Driessche J.V.D. Analogue modeling of detachment fault systems and core complexes // Geology. 1994. Vol. 22. P. 319–322.
38. Buck W.R. Modes of continental lithospheric extension // J. Geophys. Res. 1991. Vol. 96. P. 20161–20178.
39. Coney P.J. Mesozoic–Cenozoic Cordilleran plate tectonics // Geol. Soc. Am. Mem. 1978. Vol. 152. P. 33–50.
40. Coney P.J. Cordilleran metamorphic core complexes // Geol. Soc. Am. Mem. 1980. Vol. 153. P. 7–34.
41. Coney P.J., Harms T.A. Cordilleran metamorphic complexes: Cenozoic relics of Mesozoic compression // Geology. 1984. Vol. 12. P. 550–554.
42. Coney P.J., Reynolds S.L. Cordilleran benioff zones // Nature. 1977. Vol. 270. P. 403–406.
43. Davy P., Cobbold P.R. Experiments of shortening of a 4-layer model of the continental lithosphere // Tectonophysics. 1991. Vol. 188. P. 1–25.
44. Davy P., Guerin G., Brun J.-P. Thermal constraints on the tectonic evolution of a metamorphic core complexes (Santa Catalina Mountains) // Earth Planet. Sci. Lett. 1989. Vol. 94. P. 425–440.
45. Dickinson W.R. Plate tectonic evolution of the southern cordillera // Arizona Geol. Soc. Digest. 1981. Vol. 14. P. 113–135.
46. Elton W.E. Tectonic significance of mid-Tertiary volcanism in the Basin and range Province // New Mexico geol. Soc. Spec. Publ. 1976. Vol. 5. P. 93–151.
47. Engebretson D.C., Cox A.V., Thompson G.A. Convergence and tectonics: Laramide to basin and Range // EOS (Am. Geophys. Union Transact.). 1982. Vol. 63. P. 911.
48. England P. Some numerical investigations of large scale continental deformations // Mountain building processes. New York: Acad. Press, 1982. P. 129–139.
49. Epis R.C., Chapin G.E. Geomorphic and tectonic implications of the post-laramide, late Eocene erosional surface in the southern Rocky Mountains // Geol. Soc. Am. Mem. 1975. Vol. 144. P. 45–74.
50. Fillmore R.P., Walker J.D., Bartley J.M., Glazner A.F. Development of three genetically related basins associated with detachment-style faulting: Predicted characteristics and an example from the central Mojave Desert, California // Geology. 1994. Vol. 22. P. 1087–1090.
51. Fujioka K., Kanamatsu T., Ohara Y., Fujimoto H. et al. Parece Vela Rift and Central Basin Fault revisited STEPS IV (Structure, tectonics and evolution of the Philippine Sea) // InterRidge News. Cruise summary report. 2000. Vol. 9. P. 18–22.
52. Galetsky L.S., Shevchenko T.P., Khristophorova M.V., Naumenko U.Z. Inherited development and metallogeny of the East European platform riftogenic-aulocogenic structures // Geol. Journ. 1995. Vol. 1. P. 69–73.
53. Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: Implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. Vol. 87. P. 249–265.
54. Jacobsen S.B. Isotopic constraints on crustal growth and recycling // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. Vol. 90. P. 315–329.
55. Jacobsen S.B., Wasserhurg G.J. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites, II // Earth and Planet. Sci. Lett. 1984. Vol. 67. P. 137–150.
56. Liew T.C., Hofmann A.W. Precambrian crustal components, plutonic association, and plate environment of the Hercynian Fold Belt of central Europe // Contribs Mineral. and Petrol. 1988. Vol. 98. P. 129–138.
57. Lipman P.W., Prostka H.J., Christiansen R.L. Evolving subduction zones in the western United States, as interpreted from igneous rocks // Science. 1971. Vol. 174. P. 821–825.
58. Lister G.S., Davis G.A. The origin of metamorphic complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A. // J. Struct. Geol. 1989. Vol. 11. P. 65–94.
59. Ludwig K.R. Crustal subsidence rate of Hawaii determined from $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ ages of grown coral reefs // Geology. 1991. Vol. 19 (2). P. 171–174.
60. Magnetic anomalies and tectonic elements of Northeastern Eurasia Scale 1 : 10000000 // Geol. Surv. Can. 1995. Open file. Rep. 2374.
61. Molnar P., Chen W.-P. Focal depths and fault plane solutions of earthquakes under the Tibetan Plateau // J. Geophys. Res. Vol. 88. 1983. P. 1180–1196.
62. Naney M.T. Phase equilibria of rock-forming magnesia silicates in granitic systems // Am. J. Sci. 1983. Vol. 283. P. 91–108.
63. Sokoutis D., Brun J.P., Van Den Driessche J., Pavlides S. A major Oligo-Miocene detachment in southern

- Rhodope controlling north Aegean extension // *Geol. Soc. London J.* 1993. Vol. 150. P. 243–246.
64. *Sonder L.J., England P.C., Wernicke B.P., Christiansen R.L.* A physical model; for Cenozoic extension of western North America // *Continental extensional tectonics. Geol. Soc. London Spec. Publ.* 1987. Vol. 28. P. 187–201.
65. *Stacey J.S., Kramers J.D.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Let.* 1975. Vol. 26 (2). P. 207–221.
66. *Taylor S.R., McLennan S.M.* *The Continental Crust: Its Evolution and Composition.* L.: Blackwell, 1985. 315 p.
67. *Van Den Driessche J., Brun J.-P.* Tectonic evolution of the Montagne Noire (French Massif Central): a model of an extensional gneiss dome // *Geodinamica Acta.* 1992. Vol. 5. P. 85–101.
68. *Wernicke B.* Low-angle normal faults // *Nature.* 1981. Vol. 291. P. 645–648.
69. *Wernicke B.* Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere // *Can. J. Earth. Sci.* 1985. Vol. 22. P. 108–125.
70. *Wernicke B., Axen G.J.* On the role of isostasy in the evolution of normal faults systems // *Geology.* 1988. Vol. 16. P. 848–851.
71. *Zen E., Hammarstrom J.M.* Magmatic epidote and its petrologic significance // *Geology.* 1984. Vol. 12. P. 515–518.

Рецензенты: П.Г. Гарецкий, Ю.Г. Леонов

Tectonic History and a New Evolution Model of the Mid-Russian Aulacogen

N. P. Chamov

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

e-mail: Nchamov@yandex.ru

Abstract—As follows from multidisciplinary analysis of the present-day structure of the Mid-Russian Aulacogen, its formation was related to large-scale crustal delamination (simple shear). The proposed theoretical model implies that the aulacogen evolved from a particular shear to a shear zone with development by the Late Riphean of a triad of paragenetically associated structural features, including a central anticlinal uplift and its adjoining compensation troughs. The uplift was accompanied by the lateral progradation and shallowing of the troughs in compliance with the elastic-wave propagation mechanism, leading to a decrease in the wave amplitude at a finite surface area with an increase in the wavelength. The difference extension on the opposite flanks of the aulacogen accounts for its wedged shape and the southwestward degradation of the structural triad. As a whole, the tectonic prehistory and evolution of the Mid-Russian Aulacogen were guided by relative displacements of rigid Archean massifs beneath the Russian Platform.

УДК 550.34.042+551.243(571.5)

ОСОБЕННОСТИ СОВРЕМЕННЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ЛИТОСФЕРЕ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

© 2005 г. А. В. Ключевский

Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск-33, ул. Лермонтова, 128

Поступила в редакцию 18.02.2003 г.

Анализ динамических параметров очагов землетрясений позволил выделить в литосфере Байкальского региона протяженные зоны максимумов структурно-силовых неоднородностей, хорошо коррелирующиеся с ареалом вулканической деятельности. Границы зон соответствуют границам областей дифференцированных по структуре и вещественному составу неоднородностей литосферы. В пределах зон формируется неустойчивое в пространстве и времени напряженно-деформированное состояние литосферы и локализуются “особые точки”, в которых начался процесс преобразования поля напряжений при геодинамической активизации в конце 1970-х гг.

ВВЕДЕНИЕ

Поскольку пространственное расположение сейсмоопасных зон обусловлено в основном напряженно-деформированным состоянием литосферы и тенденцией действия тектонических сил в регионе, то при выяснении закономерностей сейсмического процесса в каком-либо сейсмоактивном регионе важнейшее значение имеет понимание его глубинного строения и современной геодинамической ситуации. Субширотная направленность современной деструкции литосферы характерна для юго-западного и северо-восточного флангов Байкальского региона [40]. В центральной части Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) доминируют северо-восточные направления активных разломных структур. Особенности пространственного расположения деструктивных элементов литосферы в Байкальском регионе находят отражение в различных характеристиках сейсмичности региона – в эпицентральной поле, в распределении сейсмических моментов и сброшенных напряжений [5, 13, 47, 48, 53], а также в напряженно-деформированном состоянии земной коры [15, 30, 37, 44, 45, 52, 54]. Эпицентральной поле в БРЗ формируется преимущественно в виде полос, ориентированных вдоль рифтовых структур (рис. 1). За пределами рифтовой зоны наблюдается рассеянная сейсмичность. Изучение пространственно-временного распределения землетрясений показало, что в БРЗ происходила очередная смена ослабления и усиления сейсмичности, а толчки с магнитудой $M_{\text{LH}} \geq 2.5$ регистрируются без пропусков с середины 60-х гг. Локальные группы высокой концентрации эпицентров землетрясений часто формируются афтершоками или роевыми толчками.

Центральная часть БРЗ характеризуется резким изменением мощности литосферы и боль-

шим количеством разломов [31]. Сейсмофокальный слой земной коры в центральной части рифтовой зоны деформирован сильнее, чем на флангах и окраинах, а максимальная деструкция среды обнаружена в пределах Южно-Байкальской впадины [18]. По мнению Н.А. Логачева [49], этот район является самым ранним элементом Байкальской рифтовой системы, ее историческим ядром, от которого шло разрастание системы на северо-восток и юго-запад. Наименьшие деформации земной коры наблюдаются на юго-западном фланге региона [21].

Южнее БРЗ в Монголии преобладающим типом активного разломообразования является сдвиг, правосторонний по плоскостям, ориентированным от севера до северо-запада, и левосторонний по разломам, направленным на запад или запад-северо-запад [32]. Довольно однородное поле напряжений может быть представлено северо-восток-юго-западным сжатием и северо-запад-юго-восточным растяжением [55]. Направленность сжатия объясняется схождением Индии с Евразией. Напряженно-деформированное состояние литосферы в Южном Прибайкалье и Северной Монголии формируется в основном под влиянием двух процессов [27] – трансформации аномальной мантии под областями Хангая, Хубсугула и Байкала [6, 46] и коллизии между Индией и Евразией [51]. Современная геодинамика пограничной области взаимодействия этих двух грандиозных природных явлений представляет огромный интерес. Д. Доцер [44] выделила Тункинский район Южного Прибайкалья как наиболее нестабильный участок юго-западного фланга Байкальского рифта, в котором могут наблюдаться быстрые изменения поля напряжений. Исследование сейсмических моментов землетрясений юго-западного фланга Байкальского региона

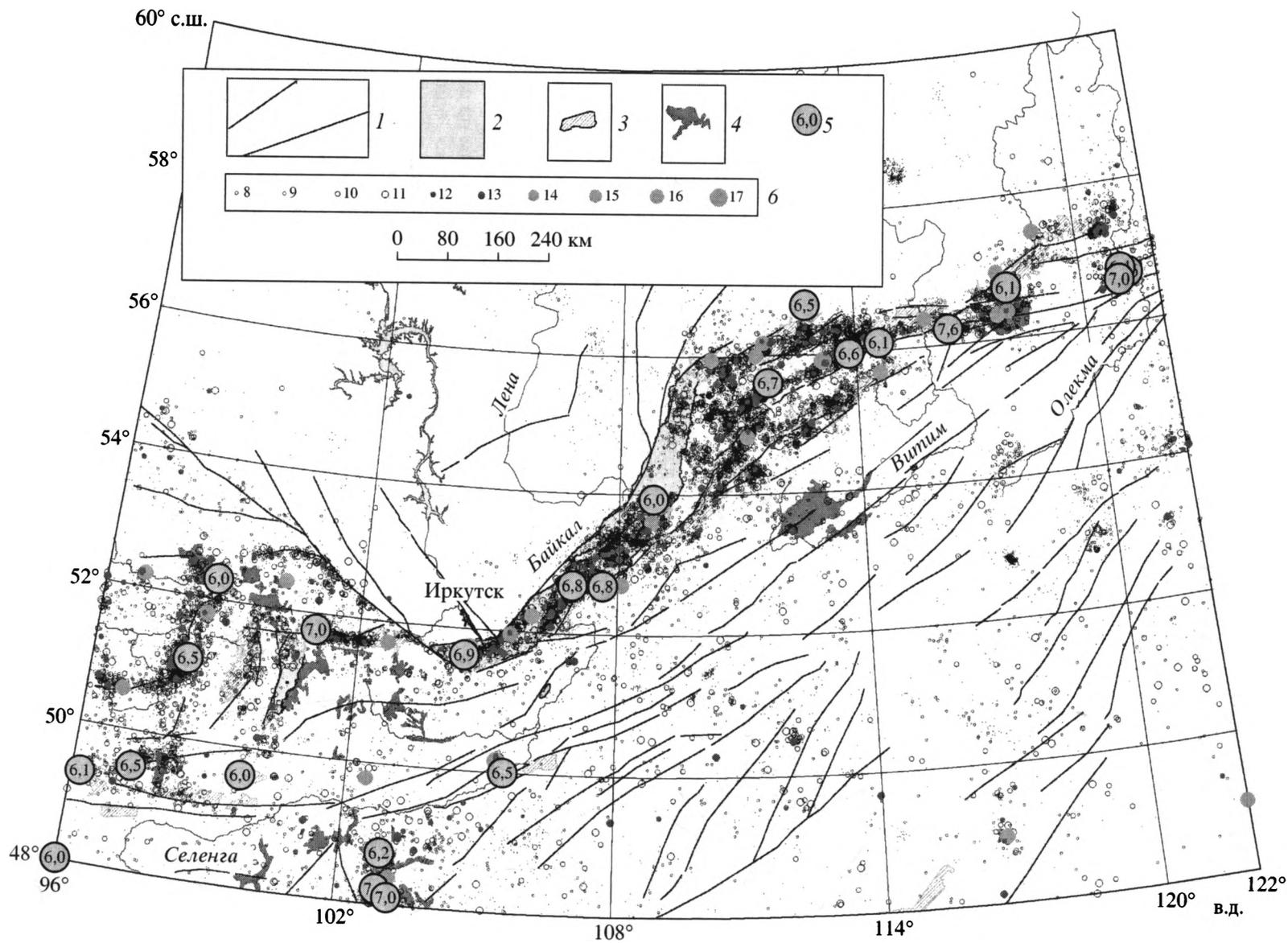


Рис. 1. Карта эпицентров землетрясений Байкальского региона

1 – разломы; 2 – озера; 3 – впадины; 4 – покровы и потоки неоген-четвертичных базальтов [9]; 5 – эпицентры сильных землетрясений с $M \geq 6.0$ (до 1960 г.); 6 – эпицентры землетрясений с энергетическим классом K_p 8–17 (1960–1999 гг.)

показало, что очень быстрое изменение поля напряжений произошло в этом районе в 1979–1981 гг. [13]. На быструю смену доминирующих в этом регионе типов сейсмотектонического деформирования среды указано в [29].

Восточнее БРЗ расположена Олекмо-Становая сейсмическая зона, тяготеющая к Южной Якутии и Северному Приморью и отличающаяся от БРЗ как по характеристикам сейсмического режима, так и по геодинамическим условиям формирования структур земной коры [7]. Частота сейсмических событий примерно в 4 раза ниже, чем в БРЗ, а эпицентры толчков (в том числе и крупных землетрясений) тяготеют к горным складчатым сооружениям, иногда локализуясь около бортов мезозойских впадин [8]. Система местных разрывных нарушений имеет сложный рисунок в виде сетки разломов субширотного, северо-восточного и северо-западного простираний. Их кинематика соответствует сдвигам, надвигам и взбросам при практически полном отсутствии сбросов.

Следует отметить, что в формировании представлений о напряженно-деформированном состоянии литосферы Байкальского региона по данным о механизмах очагов главную роль играли отдельные сильные землетрясения, и вопрос о степени соответствия напряженно-деформированного состояния и энергетического класса K_p порождаемых им землетрясений не вполне ясен. В.И. Мельникова отмечает, что механизмы очагов единичных, даже достаточно сильных землетрясений, не дают объективной оценки напряженно-деформированного состояния литосферы региона [29]. Д. Дозер указывает на различие в ориентации главных напряжений, полученных при обработке слабых толчков и землетрясений с магнитудой $M \geq 4.5$. На юго-западном фланге БРЗ слабые землетрясения чаще имели сбросовый механизм (49%), чем сильные (22%) [44]. На северо-восточном фланге БРЗ около 80% толчков с $M < 4.5$ имели сбросовый механизм и 13% – сбросо-сдвиговый. Среди землетрясений с $M \geq 4.5$ только около 45% имели сбросовый тип подвижки, 25% – сбросо-сдвиговый и 28% – сдвиговый механизм [45]. По мнению Д. Дозера, одной из возможных причин такой диспропорции может быть то, что слабые сейсмические события отражают разрывообразования вдоль новых разломов, формирующихся современным полем напряжений, а более сильные землетрясения происходят на разломах, простирающихся несогласно с ориентацией современного поля напряжений растяжения.

Землетрясение, как явление импульсного разрушения горных пород, происходящее в поле напряжений и деформаций, несет информацию о напряженно-деформированном состоянии сейсмофокальной среды в момент высвобождения

сейсмической энергии. От этого состояния зависят физические процессы при землетрясении, которые характеризуются динамическими параметрами очага. Наиболее полное описание вклада сейсмичности в тектоническую деформацию предлагает модель сейсмического течения горных масс [35]. Средний тензор скорости деформации за счет сейсмического течения горных масс пропорционален сумме тензоров сейсмических моментов [24]. Средние радиусы дислокации характеризуют напряженно-деформированное состояние среды и длину разрыва. Сейсмический момент и длина разрыва зависят от типа подвижки в очаге [23, 43, 50]. Таким образом, исследование пространственно-временных вариаций динамических параметров очагов землетрясений дает возможность мониторинга напряженно-деформированного состояния литосферы.

Основной целью настоящей работы является исследование особенностей современных геодинамических процессов, протекающих в литосфере Байкальской рифтовой зоны. Такая задача может быть решена, если использовать динамические параметры очагов землетрясений Байкальского региона для совместного мониторинга пространственных и временных вариаций напряженно-деформированного состояния литосферы. Как известно [1, 35], динамические параметры очага тектонического землетрясения зависят от формы и геометрических размеров дислокации. Форма дислокации определяет закон уменьшения модуля амплитудного спектра Фурье на высоких частотах и вклад процессов возникновения и остановки разрыва в уровень спектра, а линейные размеры дислокации связаны с длительностью импульсного процесса разрушения среды. В работах [11, 12] показано, что средние радиусы дислокации землетрясений и афтершоков Байкальского региона и Монголии изменяются в пространстве и во времени, отражая вариации напряженно-деформированного состояния сейсмофокальной среды. Поскольку средний радиус круговой дислокации можно представить полусуммой максимального и минимального радиусов дислокации, то вполне естественно предположить, что экстремальные (максимальное и минимальное) значения радиусов также будут варьировать. Величина их отношения (коэффициент формы дислокации) будет характеризовать в первом приближении форму дислокации и деформации сейсмофокального слоя земной коры. Детальное исследование сейсмических моментов землетрясений дает возможность мониторинга поля напряжений и вполне в данной работе с целью выявления связей пространственных и временных вариаций полей напряжений и деформаций в литосфере БРЗ. Оптимальная дискретизация фактического материала способствует пониманию физических процессов, обусловивших локальные упорядоченные из-

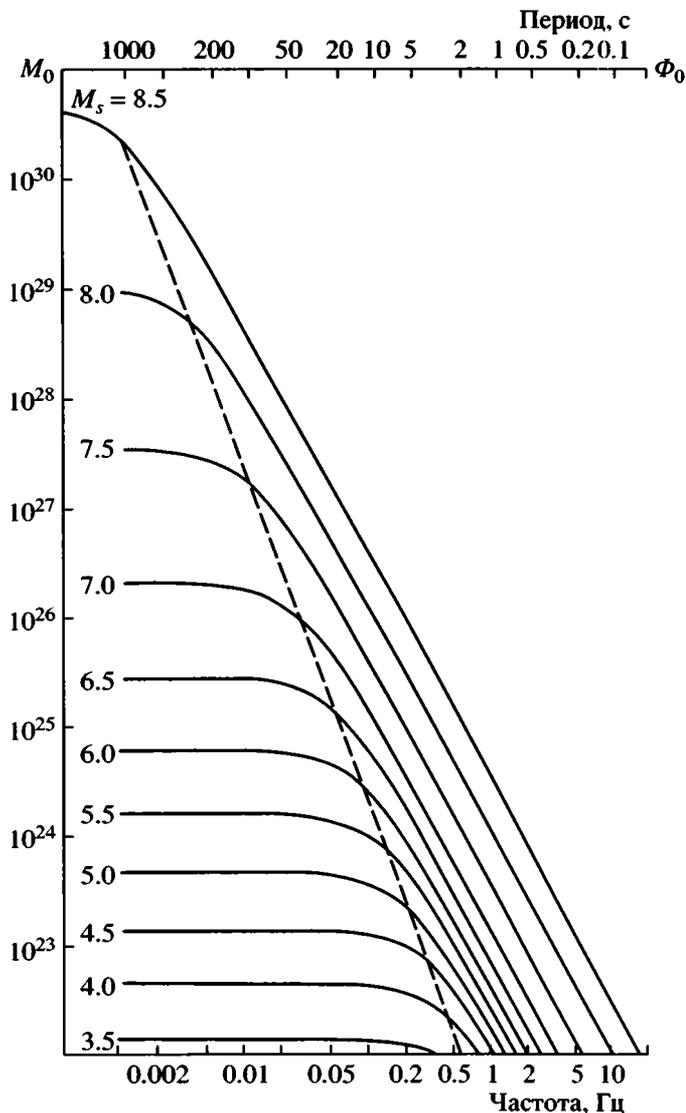


Рис. 2. Амплитудные спектры импульсов смещения в дальней зоне для объемных волн
Пунктирная линия определяет положение “угловой точки”. С изменениями и дополнениями по [1]

менения сейсмических моментов землетрясений в определенные промежутки времени.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Первичные фактические материалы взяты из отчетов “Бюллетень землетрясений Прибайкалья” и “Каталог землетрясений Прибайкалья”, в которых представлены основные сведения о землетрясениях Байкальского региона. Эти отчеты подготовлены сотрудниками группы сводной обработки сейсмических наблюдений Байкальской опытно-методической сейсмологической экспедиции. В качестве первичных материалов использована

ны данные об амплитудах и периодах максимальных смещений в объемных поперечных волнах более 80 тысяч землетрясений с энергетическим классом $15 \geq K_p \geq 6$, зарегистрированных на территории Байкальского региона ($\varphi = 48\text{--}60^\circ$ с.ш., $\lambda = 96\text{--}122^\circ$ в.д.) с 1968 по 1994 гг.

В расчетах использованы формулы динамической трещинной модели Д. Бруна [42], в соответствии с которой дислокация происходит в результате мгновенного приложения тангенциального импульса к внутренней стороне разрыва. Амплитудный спектр импульса смещения объемных волн на низких частотах представляется в виде участка с постоянной спектральной плотностью Φ_0 , а на высоких частотах аппроксимируется зависимостью понижения уровня спектра по закону ω^{-2} (рис. 2). Пересечение этих двух прямых в билигарифмическом масштабе спектральной плотности и частоты дает характерную “угловую точку” с координатами Φ_0 и f_0 , где Φ_0 – уровень спектральной плотности, зависящий от сейсмического момента землетрясения и характеризующий потенциальную работу по перемещению “очагового” блока земной коры в гравитационном поле Земли, а f_0 – частота “угловой точки”, зависящая от длительности импульсного процесса разрушения среды и характеризующая линейные размеры зоны дислокации. Сейсмические моменты землетрясений и радиусы дислокации вычислены по формулам

$$M_0 = 4\pi r V^3 \Phi_0 / \Psi_{\theta\varphi}, \quad (1)$$

$$R = 2.34 V / 2\pi f_0, \quad (2)$$

где M_0 – сейсмический момент, дн см; R – радиус дислокации, км; $\rho = 2.7$ г/см³ – плотность среды; $V = 3.58$ км/сек – скорость распространения объемных поперечных волн; r – гипоцентральное расстояние, км; $\Psi_{\theta\varphi} = 0.6$ – значение функции направленности излучения из очага; Φ_0 и f_0 – уровень амплитудного спектра Фурье и частота “угловой точки”, определенные по методике, предложенной в [17].

Чтобы дать представление о пространственном распределении сейсмических моментов землетрясений на территории Байкальского региона, на рис. 3 представлена карта-схема изолиний логарифма суммарного сейсмического момента землетрясений с энергетическим классом $K_p \geq 11$. Она получена суммированием величин сейсмических моментов в площадках размером $1.5 \times 1.0^\circ$ и построена со значения логарифма момента, равного 22. На рис. 3 видно, что изолинии логарифма суммарного сейсмического момента имеют вид отдельных фигур различных размеров и формы, протянувшихся, в грубом приближении, с юго-запада на северо-восток. На схеме выделяются локальные максимумы логарифма суммарного мо-

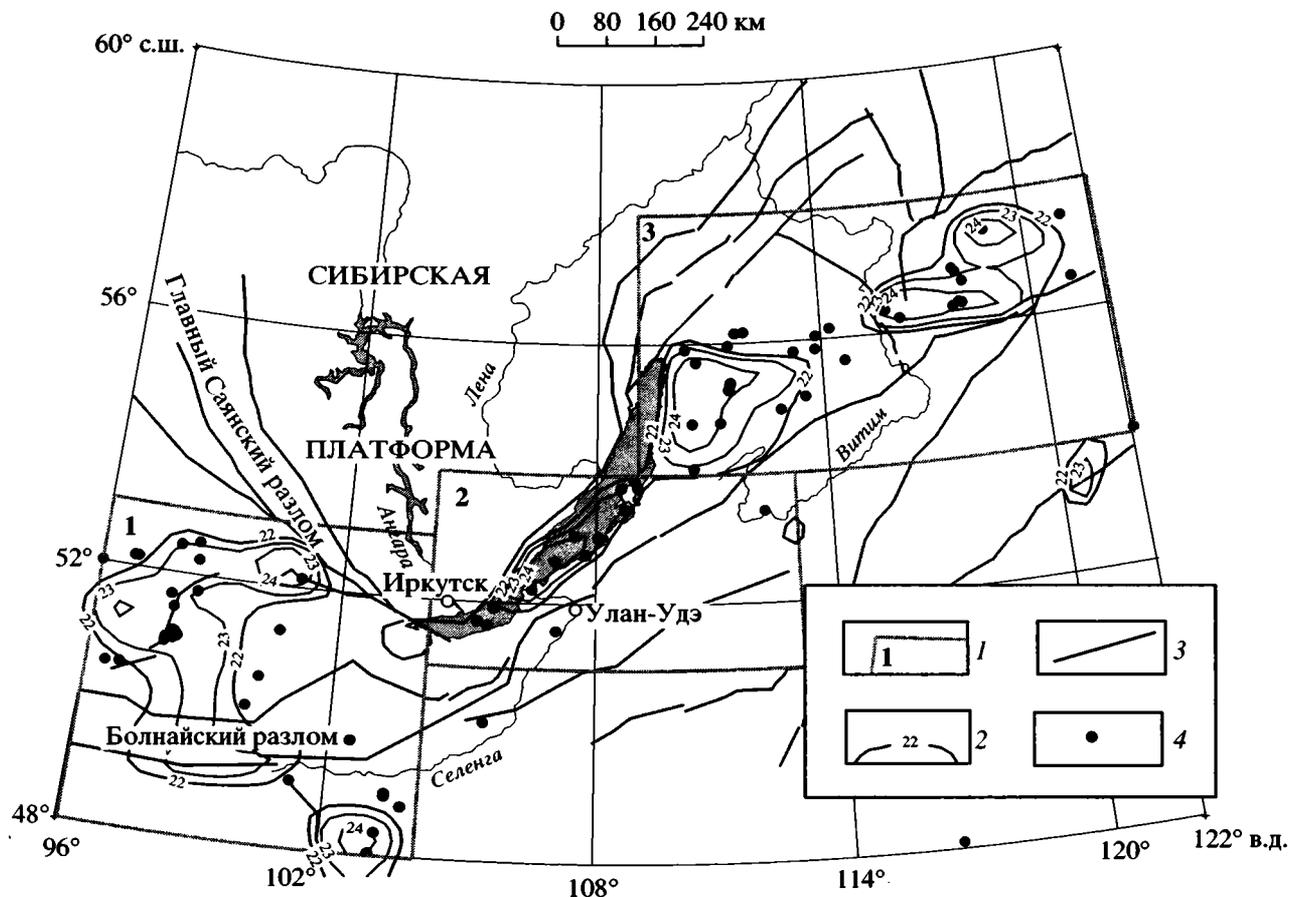


Рис. 3. Изолинии логарифма суммарного сейсмического момента

1 – границы исследуемых районов; 2 – изолинии логарифма суммарного сейсмического момента; 3 – основные разломы; 4 – эпицентры землетрясений с энергетическим классом $K_p \geq 13$

мента, превышающие величину $\lg M_0 > 24$ на юго-западном и северо-восточном флангах и в центральной части региона. Следует отметить, что эта карта схематично отражает распределение суммарного сейсмического момента по территории региона, поскольку на ней не учтены некоторые сильные и все слабые (до $K_p = 10$) землетрясения. Визуально карту можно разделить на три района, которые характеризуются локальными зонами повышенного уровня суммарного момента, отделяются друг от друга изолиниями и отличаются направлением вытянутости изолиний. Первый район расположен на юго-западном фланге и имеет координаты: $\varphi = 48\text{--}53^\circ$ с.ш., $\lambda = 96\text{--}104^\circ$ в.д. Второй район выделяется в центральной части БРЗ и ограничен координатами $\varphi = 51\text{--}54^\circ$ с.ш., $\lambda = 104\text{--}113^\circ$ в.д. Третий район имеет координаты $\varphi = 54\text{--}58^\circ$ с.ш., $\lambda = 109\text{--}122^\circ$ в.д. и находится на северо-восточном фланге Байкальского региона (см. рис. 3).

При вычислении коэффициента формы дислокации из массива величин радиусов, полученных

для каждого землетрясения, выбирались максимальное и минимальное значения радиусов дислокации, и находилось их отношение R_1/R_2 . Среда распространения сейсмических сигналов принята идеальной, не влияющей на частоту сейсмического сигнала. Такое приближение близко соответствует реальному распределению видимых периодов максимальной смещения в объемной поперечной волне, определенных по записям региональной сети сейсмических станций Прибайкалья [20]. Для исследования вариаций формы дислокации были определены корреляционные формулы распределения чисел землетрясений в зависимости от величины отношения радиусов, имеющие вид

$$\lg N = A + dR_1/R_2, \quad (3)$$

где R_1/R_2 – коэффициент формы дислокации, N – число толчков, у которых область изменения отношения радиусов заключена в пределах единицы; A и d – коэффициенты. Формула (3) имеет вид, аналогичный хорошо известному выражению графика повторяемости землетрясений, в котором энергетический класс K_p заменен парамет-

Основные геолого-геофизические параметры [4, 26] и характеристики поля деформаций в зонах разломов Южного Прибайкалья

№	Название разлома	Генетический тип	L (км)	d_1	d_2	d_p	$(R_1/R_2)^{cp}$	$(R_1/R_2)^{max}$
1	Б.-Бусийгольский	Сбросо-сдвиг	202	-0.6	-0.6	-0.65	2	4-5
2	Тункинский	Сбросо-сдвиг	146	-0.4	-0.4	-0.45	2	4-11
3	Окинский	Сбросо-сдвиг	130	-0.45	-0.4	-0.45	2	3-4
4	Э.-Арогдакский	Надвиг	110	-0.6	-0.6	-0.65	2	3-4
5	Главный Саянский	Взбросо-сдвиг	146	-0.5	-0.5	-0.5	2	3-4
6	Цэцэрлэгский	Взбросо-сдвиг	206	-0.6	-0.6	-0.55	2	2-4

Примечание. Разломы: Б.-Бусийгольский – Белино-Бусийгольский; Э.-Арогдакский – Эрзино-Арогдакский; L – длина разлома; d_1, d_2, d_p – осредненное значение параметра d по схемам $1.0 \times 1.0^\circ$; $2.0 \times 2.0^\circ$ и по зоне разлома; $(R_1/R_2)^{cp}$ и $(R_1/R_2)^{max}$ – среднее значение и интервал максимальных отношений R_1/R_2 по зоне разлома.

ром R_1/R_2 и информирует об относительном напряженно-деформированном состоянии земной коры по данным совокупности землетрясений. Коэффициент d характеризует соотношение чисел толчков, имеющих различные значения R_1/R_2 . Чем меньше значение d , тем больше в выборке толчков, форма дислокации которых приближается к кругу. Изометрическая форма дислокации ($R_1/R_2 \rightarrow 1$) характерна для землетрясений, дислоцирование которых происходит при квазиоднородном напряженно-деформированном состоянии очаговой среды [35].

Можно полагать, что критерии отбора оптимальных параметров осреднения геофизических полей зависят в основном от статистической представительности исходного материала, плотности его распределения по времени и пространству и градиентных свойств исследуемых полей. Очевидно, что при расчете параметра d критериями оптимальности отбора в первом и втором случаях являются статистические оценки выборок исходных данных. Поскольку градиентные свойства геофизических полей заранее неизвестны, следует применить различные варианты пространственно-временного осреднения исходных данных. Критерием оптимальности отбора в этом случае могут быть пространственно-временная устойчивость реконструируемых полей и статистические оценки выборок данных. При использовании коэффициента формы дислокации R_1/R_2 поле деформаций было реконструировано для площадок $0.15 \times 0.10^\circ$. В “Каталоге землетрясений Прибайкалья” эпицентры толчков определены с точностью не ниже 5–10 км, и выбранные размеры площадки перекрывают возможные погрешности в определении координат эпицентров. Анализ полученных результатов показал, что средние значения коэффициента формы дислокации распределены в области $1 < R_1/R_2 \leq 4$ и достаточно устойчивы на всей территории Байкальского региона [21]. Только в одном случае среднее $R_1/R_2 \approx 8$ на площадке ($\varphi \approx 51.5^\circ$ с.ш., $\lambda \approx 107.8^\circ$ в.д.),

в пределах которой произошел единичный толчок с таким значением коэффициента формы дислокации [17]. Максимальные значения коэффициента формы дислокации изменяются в пределах $1 < R_1/R_2 \leq 12$. Очевидно, что с увеличением размеров элементарной площадки осреднения данных необоснованно возрастут размеры территорий с наиболее высокими отношениями R_1/R_2 . По этой причине использование площадок $0.15 \times 0.10^\circ$ следует признать оптимальным. Если для оценки поля деформаций использовать значения параметра d , вычисленного по данным в площадке $1.0 \times 1.0^\circ$, то на отдельных участках d имеет высокие стандартные отклонения из-за слабой представительности землетрясений (см. рис. 1). В случае удаления этих участков результирующая карта-схема не может детально охарактеризовать поле деформаций Байкальского региона. Более подходящими для решения поставленной в работе задачи оказались площадки размером $2.0 \times 2.0^\circ$ с шагом сглаживания исходных данных в один градус по широте и долготе. В этом случае практически на всей территории региона получены невысокие стандартные отклонения d . Можно отметить, что в целом эти схемы хорошо согласуются между собой, а отличия, как правило, не превышают стандартного отклонения. Сопоставление с результатами исследования сейсмичности в разломных зонах Южного Прибайкалья [4] показало, что средние по зоне разлома значения d_p соответствуют полученным на схемах $1.0 \times 1.0^\circ$ и $2.0 \times 2.0^\circ$. Высокая плотность эпицентров землетрясений в исследуемых зонах разломов дает возможность понижения стандартных отклонений. В таблице представлены средние значения параметра d_p , полученные для шести разломных зон Южного Прибайкалья, соответствующие d на схемах $1.0 \times 1.0^\circ$ и $2.0 \times 2.0^\circ$, а также средние значения и интервал максимальных значений коэффициента формы дислокации R_1/R_2 . Анализ таблицы указывает на устойчивость средних оценок поля деформаций при различных масштабах осреднения исходного материала.

Устойчивость оценок вариаций поля напряжений при изменении пространственно-временных масштабов осреднения исходных данных можно проанализировать по результатам работ [13, 14]. В этих работах было показано, что при различных пространственно-временных выборках фактического материала вариации коэффициента b в уравнениях корреляции логарифма сейсмического момента и энергетического класса землетрясений

$$\lg M_0 \pm S = (A \pm S_a) + (b \pm S_b)K_p, \quad (4)$$

где A и b коэффициенты; S , S_a и S_b – среднеквадратичные отклонения, остаются устойчивыми и дают возможность локализации областей быстрых изменений поля напряжений. Чтобы проследить за изменениями сейсмических моментов землетрясений на трехмерном пространственно-временном уровне, необходимом для решения поставленной задачи исследования особенностей напряженного состояния литосферы, территории трех районов (см. рис. 3) были разделены по широте и долготе на секторы и зоны в виде полос шириной в один градус. Для годовых выборок землетрясений, произошедших в пределах этих полос, определены коэффициенты b в уравнениях (4). Среднее число толчков в годовых выборках землетрясений каждой полосы не менее 100 событий. Построенные таким образом карты-схемы дают возможность детального анализа пространственно-временных изменений поля напряжений в виде трех рисунков, тогда как для описания годовых вариаций необходимо представить 27 рисунков (с 1968 по 1994 гг.). Можно отметить, что подобные 27 рисунков были получены при использовании площадки осреднения $1.0 \times 1.0^\circ$. Сопоставление этих рисунков и примененных в работе схем показало, что локальные области быстрых изменений поля напряжений практически совпадают. Вероятно, что при решении других задач исследования напряженно-деформированного состояния литосферы могут быть применены различные виды пространственно-временного осреднения исходных данных. В частности, возможны варианты с площадкой осреднения в виде круга [39] и расчетом координат центра площадки с учетом эпицентрального поля. В данной работе такая схема мало приемлема, поскольку для описания поля напряжений необходимо представление не менее 27 рисунков.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Чтобы охарактеризовать деструкцию литосферы в Байкальском регионе, на рис. 4, 5 представлены схемы изолиний средних и максимальных значений коэффициента формы дислокации, построенные по данным с площадок размером $0.15 \times 0.10^\circ$ при градации изолиний R_1/R_2 в едини-

цу. На рис. 4 видно, что на флангах и периферии средние величины R_1/R_2 меньше, чем в центральной части. Это указывает на то, что в центральной части региона чаще происходили землетрясения, у которых форма дислокации более сжата, чем у толчков на флангах и периферии зоны. Поскольку в квазиоднородных условиях форма очагов тяготеет к изометрической [35], то преобладание землетрясений с более сжатой формой дислокации говорит об относительном повышении уровня деструкции сейсмофокального слоя литосферы в центральной части Байкальского региона. На рис. 5 видно, что на флангах и периферии максимальные величины R_1/R_2 меньше, чем в центральной части Байкальского региона. Зоны повышенной деструкции литосферы, в которых максимальные значения коэффициента формы дислокации превышают $R_1/R_2 \geq 6$, выделяются на рис. 5 в виде отдельных “пятен” и расположены вдоль Байкальского рифта. Эти зоны, как правило, приурочены к рифтовым впадинам, а размеры “пятен” достаточно хорошо коррелируются с размерами соответствующих впадин – наиболее обширные области максимально сейсмодетформированной среды наблюдаются в пределах впадины озера Байкал, с последующим уменьшением размеров “пятен” к юго-западу и северо-востоку. Самая большая область вытянута вдоль Южно-байкальской впадины в районе Селенгинской перемычки. Несколько меньшая область расположена в районе Академической перемычки (о. Ольхон – Академический хребет – Ушканий архипелаг) с направлением изолиний – поперек впадины. На юго-западном фланге зона повышенных значений R_1/R_2 совпадает с западной оконечностью Тункинской впадины. В северо-восточной части схемы наблюдается последовательность “пятен” северо-восточного и восточного направления, наиболее значительное из которых расположено в районе Северомуйской перемычки.

На рис. 6 представлена схема напряженно-деформированного состояния литосферы в Байкальском регионе, построенная в изолиниях значений d , определенных для землетрясений, зарегистрированных в пределах площадок $2.0 \times 2.0^\circ$. Сглаживание данных выполнено при шаге в 1° по широте и долготе, а значения d приписаны центрам площадок. Размеры площадок выбраны из условия минимизации стандартных отклонений параметра d . На схеме заметно некоторое изменение контура сейсмического поля Байкальского региона, обусловленное использованием крупных площадок отбора данных. Внешний контур соответствует представлению схемы относительно территории Байкальского региона.

Наиболее существенной особенностью рис. 6 являются протяженные зоны и локальные участки максимальных значений коэффициента d , соответствующие областям повышенной неоднород-

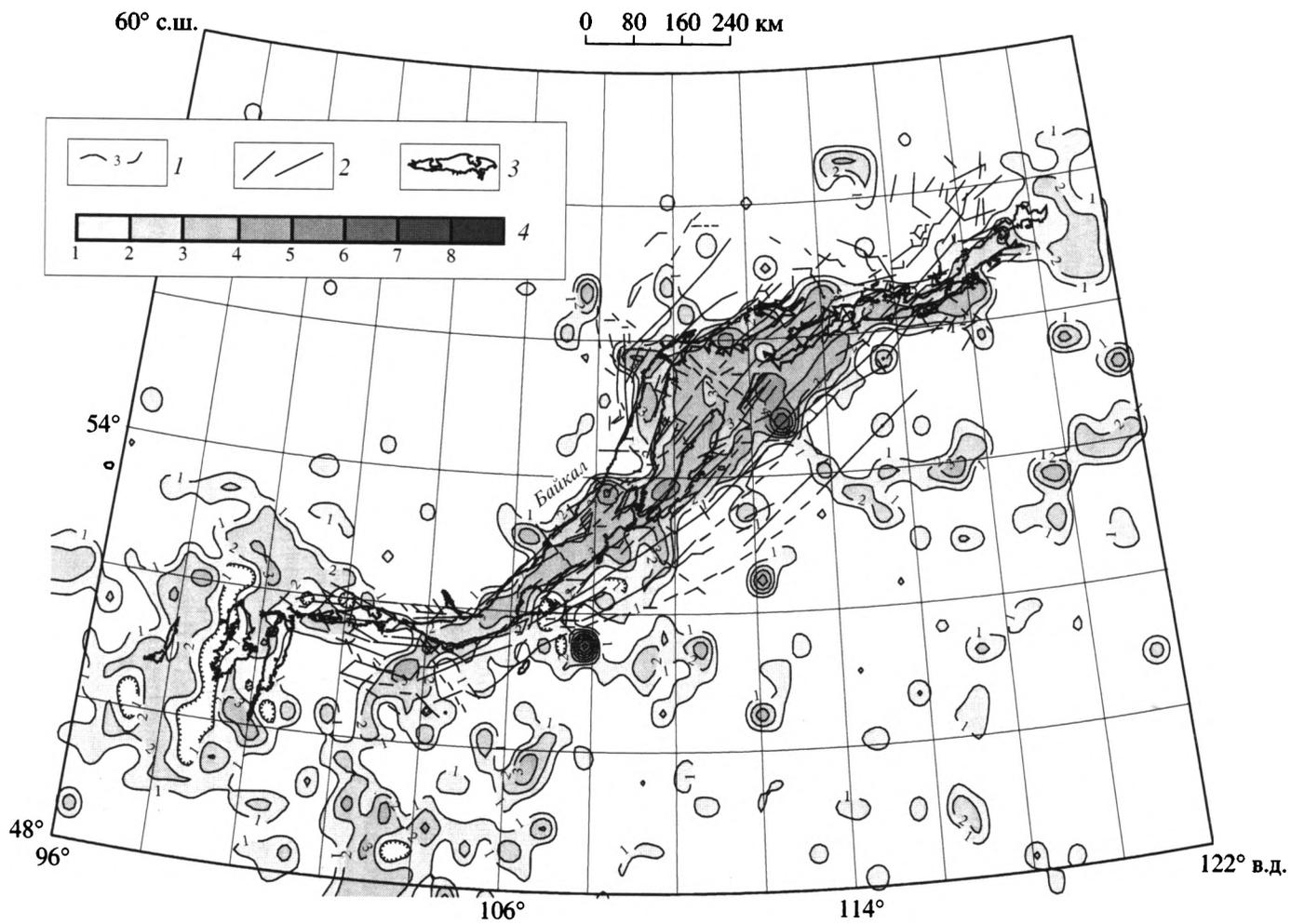


Рис. 4. Изолинии средних значений коэффициента формы дислокации
 1 – изолинии; 2 – разломы; 3 – впадины; 4 – шкала изолиний

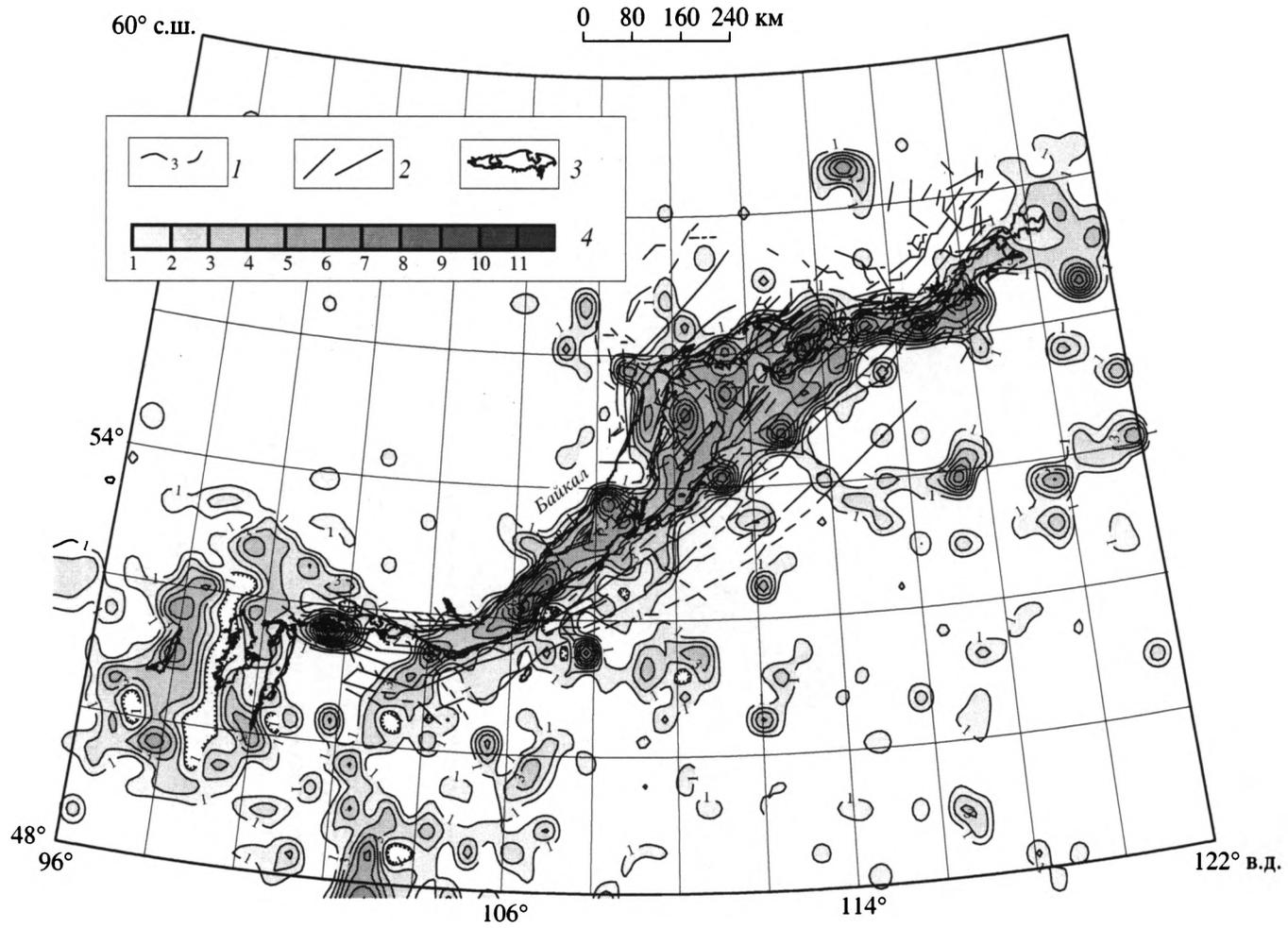


Рис. 5. Изолинии максимальных значений коэффициента формы дислокации
1 – изолинии; 2 – разломы; 3 – впадины; 4 – шкала изолиний

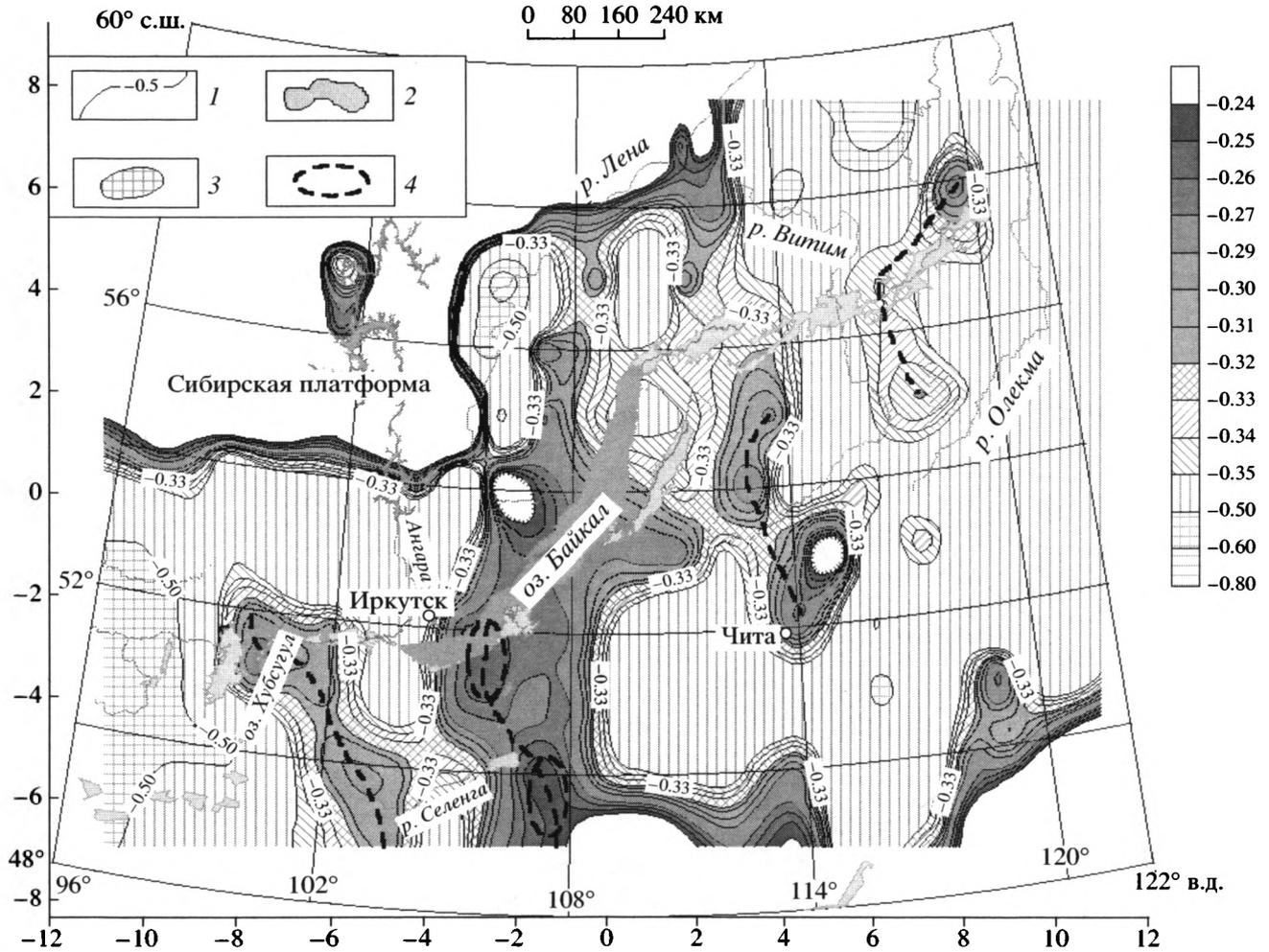


Рис. 6. Изолинии коэффициента d

1 – изолинии коэффициента d ; 2 – впадины; 3 – участки с пониженными значениями d ; 4 – участки с максимальным значением d . Штриховая линия соединяет максимумы зон структурно-силовых неоднородностей

ности напряженно-деформированного состояния литосферы. Самая значительная по размерам и величине коэффициента $d \approx -(0.25-0.32)$ зона выделяется в центральной части рисунка и имеет, в целом, субмеридиональное направление. В центре и на юге зоны в районе Южно-Байкальской впадины и северо-западной части Хэнтэйского сводового поднятия локализуются два максимума со значениями $d \approx -(0.25-0.26)$. Максимум Южно-Байкальской впадины смещен к западу от субмеридионального простираения зоны, в результате чего в этом месте наблюдается расширение зоны. В центральной части о. Байкал в районе Академической перемычки выделяется субширотное ответвление, которое как бы ограничивает северную часть широкой области максимальных значений коэффициента $d \approx -0.27$. Далее к северу зона протягивается узкой полосой менее высоких значений d с локальными участками повышенного уровня.

На юго-западном фланге Байкальского региона выделяется зона менее высоких значений коэффициента $d \approx -(0.29-0.32)$. Эта зона имеет северо-западное простираение и прослеживается от Хангая через Хубсугульскую впадину к границе Сибирской платформы. Участок максимального значения коэффициента $d \approx -0.29$ локализуется в северной части между Дархатской и Хубсугульской впадинами и смещен к юго-западу от общего простираения зоны.

К востоку от субширотного ответвления центральной зоны и, возможно, являясь его продолжением, расположена зона из двух участков с высокими значениями коэффициента d . На Витимском плоскогорье значения коэффициента $d \approx -(0.29-0.32)$, а в южном участке около г. Чита выделяется локальный максимум $d \approx -0.27$. Далее к северо-востоку наблюдаются два локальных участка повышенных значений коэффициента d , а протяженная зона формируется изолиниями $d \approx -(0.34-0.35)$. В центральной части этой зоны, в

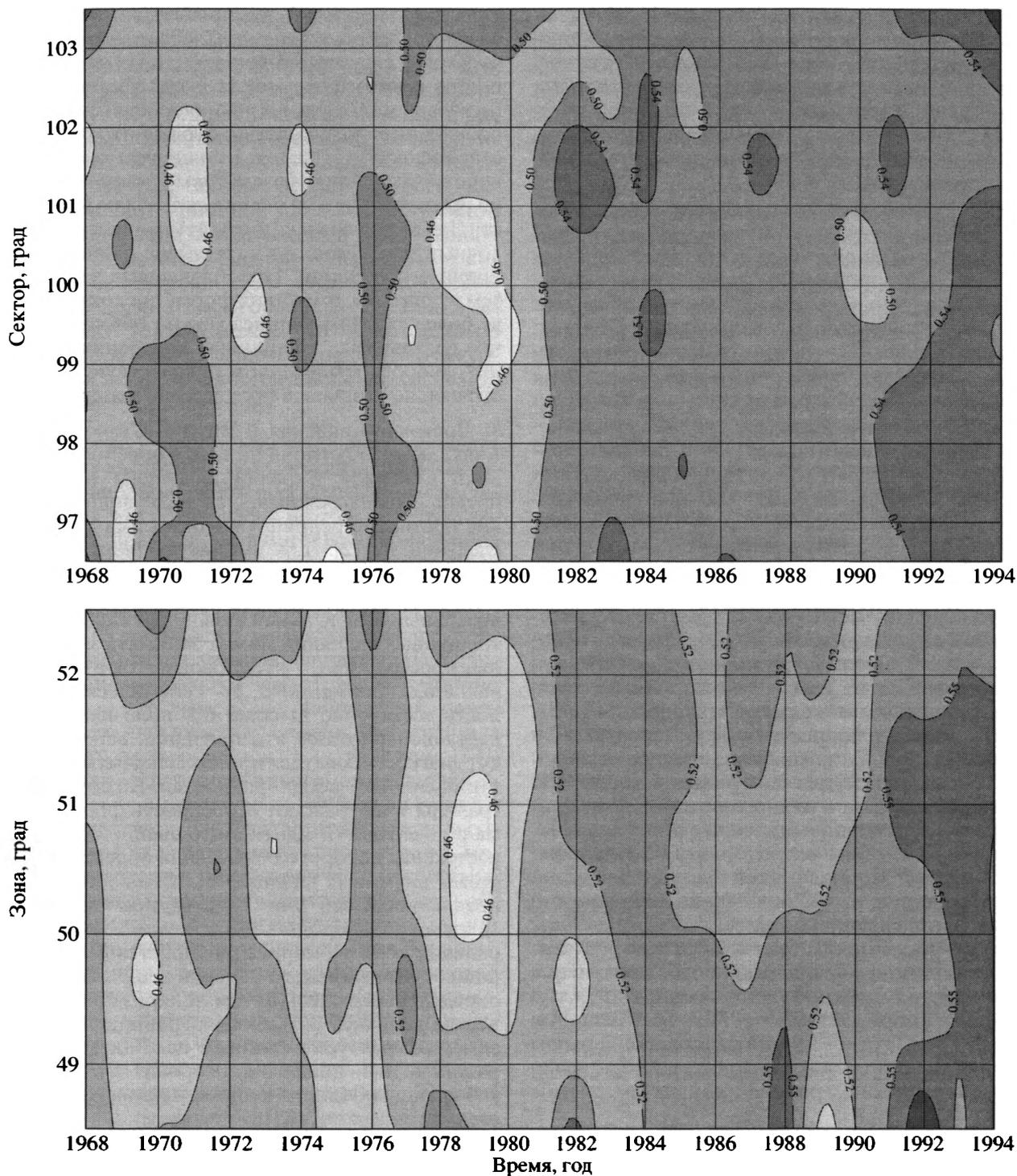


Рис. 7. Изолинии коэффициента b юго-западного фланга Байкальского региона

районе Удокана, происходит изменение направленности изолиний с субмеридионального на северо-восточное вдоль рифтовых впадин. Южный максимум имеет значение коэффициента $d \approx -0.32$, а северный – $d \approx -0.29$. На крайнем юго-востоке региона выделяется локальный участок, в котором значение коэффициента $d \approx -0.27$.

Схема (см. рис. 6) построена с целью выделения контрастных пространственных особенностей напряженно-деформированного состояния литосферы. Кроме зон с максимальными значениями коэффициента d на ней показаны участки с минимальными d , расположенные на крайнем юго-западе и в северной части Байкальского ре-

гиона. В этих участках сейсмические события чаще имели более округлую форму дислокации, чем в центральной части Байкальского региона. Некоторые из этих участков совпадают с зонами промышленных взрывов. Самый большой участок, в котором промышленные взрывы, вероятно, не проводились, находится на юго-западе Байкальского региона.

Чтобы проследить за изменениями сейсмических моментов землетрясений на детальном пространственно-временном уровне, на рис. 7 приведена схема изолиний коэффициента b , построенная для секторов и зон первого района. Схемы секторов и зон совмещены в одном масштабе времени. Изолинии проведены с шагом дискретизации не менее $2S_b$. На рис. 7 выделяются три градации цвета, характеризующие сейсмические моменты землетрясений в продолжение трех геодинамических эпизодов, описанных в [15]. Следует обратить внимание на светлое пятно с координатами $\varphi \approx 50\text{--}51^\circ$ с.ш., $\lambda \approx 100\text{--}101^\circ$ в.д., появившееся в 1979 г. в центральной части рис. 7. Положение пятна указывает место и время начала геодинамической активизации на юго-западном фланге Байкальского региона и обусловлено увеличением сейсмических моментов слабых землетрясений в этом объеме литосферы [14, 15]. Если сопоставить рис. 7 и рис. 6, то можно заметить, что расположение пятна достаточно хорошо соответствует положению максимума коэффициента $d \approx -0.29$, локализованного между Дархатской и Хубсугульской впадинами. Аналогичное исследование, выполненное для центральной части БРЗ показало, что светлое пятно максимального проявления начала геодинамической активизации наблюдается в 1979 г. на территории $\varphi \approx 52\text{--}53^\circ$ с.ш., $\lambda \approx 105\text{--}106^\circ$ в.д., совпадающей с зоной максимума коэффициента $d \approx -0.26$ в Южно-Байкальской впадине (см. рис. 6). Исследование, выполненное для северо-восточного фланга БРЗ, дает возможность локализации максимального проявления начала геодинамической активизации в 1979 г. в площадке с координатами $\varphi \approx 55.5\text{--}56.5^\circ$ с.ш., $\lambda \approx 115\text{--}116^\circ$ в.д. Эта площадка расположена рядом с изгибом северо-восточной зоны высоких значений коэффициента d в районе Удокана (см. рис. 6).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Выделенные зоны максимумов структурно-силовых неоднородностей хорошо коррелируются с ареалом вулканической деятельности. Сопоставление схемы (см. рис. 6) с картой распространения неоген-четвертичных базальтов на юге Восточной Сибири и в Монголии [9] (см. рис. 1) указывает на совпадение зон максимумов и базальтового поля на юго-западном фланге региона, в пределах Витимского плоскогорья и Удокана. По данным [28] в Хэнтэйском сводовом подня-

тии также имеются проявления молодого базальтового вулканизма. Следует иметь в виду, что зоны структурно-вещественных неоднородностей в литосфере могли быть сформированы не только молодым, но и вообще, вулканизмом, а полученные результаты отражают состояние сейсмофокального слоя. Вполне возможно, что в некоторых районах базальтовые покровы и потоки были незначительны или скрыты на поверхности Земли под воздействием тектонических и осадочных процессов, но на глубине занимают обширные провинции. Преобладание в этих зонах землетрясений, имеющих форму дислокаций в виде более сжатого эллипса можно объяснить тем, что базальтовые трещинные внедрения нарушают однородность среды и препятствуют распространению разрыва в процессе дислоцирования.

Восточно-Саянская и Витимо-Становая зоны Байкальского региона на карте новейшей тектоники Северной Евразии выделены в области предрифтового режима. Основные диагностические признаки предрифтового режима сводятся к следующему [2]: 1 – амплитуды вертикальных движений выше, чем на платформах, 2 – разрывные нарушения достаточно хорошо развиты, 3 – ареальный базальтовый вулканизм как следствие трещинных излияний может занимать значительные пространства, 4 – тепловой поток в 1.5–2 раза выше платформенного, 5 – сейсмическая активность достаточно высока, 6 – поле напряжений нестационарно. Все эти признаки, вероятно, будут диагностироваться в зонах максимумов структурно-силовых неоднородностей. Возможно, что границы зон отражают особенности формы объема и поверхности мантийного диапира, подъем и растекание которого обусловили образование системы рифтовых впадин [46]. Юго-восточная направленность оси зоны максимумов структурно-силовых неоднородностей в южной части центральной области коррелируется с направлением горизонтального течения вещества мантии, определенного здесь путем поляризации сейсмических волн *SKS* [46]. Форма границы зоны максимума структурно-силовых неоднородностей в районе г. Чита достаточно хорошо повторяет изгиб границы области с аномально низкой скоростью на поверхности мантии, выделенный в этом месте по сейсмическим данным [25]. В ряде мест наблюдается совпадение границ зон структурно-силовых неоднородностей и глубинных швов по геологическим данным [36]. Приведенная в [38] карта плотности кайнозойских разломов БРЗ достаточно хорошо согласуется с особенностями зон максимумов структурно-силовых неоднородностей. Даже необычное субширотное ответвление в районе Академической перемычки наблюдается на карте плотности разломов. По материалам фондов Производственного объединения “Читагеология” в Забайкалье эти зоны хорошо

корреспондируются с зонами дифференцированных гравитационных минимумов первого порядка. Не исключено, что в пределах зон максимумов структурно-силовых неоднородностей сформированы узлы и рудные участки с повышенным накоплением полезных ископаемых. Дифференциация вещественного состава и высокая концентрация структурно-силовых неоднородностей являются основной причиной менее изометричной формы дислокации землетрясений в этих зонах. Северная часть юго-западной зоны структурно-силовых неоднородностей (Хамар-Дабанский ареал) определена как “горячая точка Байкальского рифта” [3]. Возможно, что некоторые из рассмотренных выше максимумов зон структурно-силовых неоднородностей также подходят под определение “горячая точка”.

Совпадение участков максимального проявления начала геодинамической активизации и максимумов зон неоднородностей указывает, что выделение таких зон обусловлено не только структурно-вещественными свойствами сейсмофокального слоя литосферы, но и особенностями трансформирования силовых полей в этих участках. Эти участки расположены вблизи границ областей напряжений глобального, регионального и суперпозиционного типов, установленных в [54] по данным о механизмах очагов землетрясений. Вполне естественно, что изменение напряжений началось в локальных участках (точках бифуркации) на границах этих областей. Как известно [34], вблизи точек бифуркации в системах наблюдаются значительные флуктуации. Небольшая флуктуация может послужить началом эволюции в совершенно новом направлении, которое резко меняет все поведение макроскопической системы. Термодинамика позволяет высказать исходное общее заключение относительно таких систем – они должны быть сильно неравновесными. Неравновесное состояние геофизических неоднородностей консолидированной коры подтверждается данными об их изменениях, зарегистрированных в течение очень коротких (по геологическим масштабам) периодов времени – месяцев и лет, и указывает на существование связи между степенью флюидизации, неравновесным состоянием и тектоническим режимом земной коры [10]. Вариации напряжений в зонах максимумов структурно-силовых неоднородностей литосферы могли быть обусловлены локальной (возможно, гравитационной) неустойчивостью среды и нелинейностью термодинамических процессов. Можно предположить, что здесь имела место бифуркация типа “складки” или “сборки” [41]. Следует отметить, что фазовый переход “жидкость–газ”, описанный при помощи уравнения ван дер Ваальса, характеризуется стандартным уравнением поверхности “сборки” [33].

Другой особенностью максимумов зон неоднородностей является их корреспондирование с изломами оси деструктивной зоны литосферы в БРЗ, выделенной в [40] по сейсмическим данным. Теоретическими исследованиями показано, что метастабильность поля напряжений вдоль границ литосферных плит в активных тектонических районах связана с изменением сейсмического режима в точечных дефектах на границах плит [22]. При этом сами точечные дефекты рассматриваются как источники эволюции поля напряжений. Подобное представление соответствует результатам исследования пространственно-временных вариаций геодинамического и сейсмического процессов в Байкальском регионе. Анализ сейсмического режима в Байкальском регионе показал, что наиболее сильные землетрясения, как правило, являются откликом на перестройку и изменение поля напряжений [16]. Пространственно-временное совпадение периодов геодинамической активизации и максимумов суммарной сейсмической энергии выполняется на протяжении всего периода инструментальных наблюдений [19].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, анализ напряженно-деформированного состояния литосферы в Байкальском регионе позволил выделить протяженные зоны максимумов структурно-силовых неоднородностей, хорошо корреспондирующиеся с ареалом вулканической деятельности. Границы зон соответствуют границам областей напряжений глобального, регионального и суперпозиционного типов, а также границам областей дифференцированных по структуре и вещественному составу неоднородностей литосферы. В пределах зон формируется неустойчивое в пространстве и времени напряженно-деформированное состояние литосферы и локализируются “особые точки”, в которых начался процесс преобразования поля напряжений при геодинамической активизации в конце 1970-х–начале 1980-х гг.

Автор признателен Ю.Н. Авсюку и О.И. Гуценко за полезные замечания и советы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология. М.: Мир, 1983. Т. 1. № 2. 872 с.
2. Грачев А.Ф. Основные проблемы новейшей тектоники и геодинамики Северной Евразии // Физика Земли. 1996. № 12. С. 5–36.
3. Грачев А.Ф. Хамар-Дабан – горячая точка Байкальского рифта: данные химической геодинамики // Физика Земли. 1998. № 12. С. 3–28.
4. Демьянович В.М., Ключевский А.В. Исследование сейсмичности разломных зон Южного Прибайкалья // Эволюция тектонических процессов в исто-

- рии Земли. Новосибирск: филиал "Гео", 2004. С. 136–139.
5. Дядьков П.Г., Мельникова В.И., Саньков В.А. и др. Современная динамика Байкальского рифта: эпизод сжатия и последующее растяжение в 1992–1996 гг. // Докл. РАН. 2000. Т. 372. № 1. С. 99–103.
 6. Зорин Ю.А., Новоселова М.Р., Рогожина В.А. Глубинная структура территории МНР. Новосибирск: Наука, 1982. 94 с.
 7. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмо-тектоника Якутии. М.: ГЕОС, 2000. 225 с.
 8. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Гордеев Е.В. // Напряженное состояние земной коры и сейсмичность Северной Евразии в условиях конвергенции (схождения) крупных литосферных плит // Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность литосферы. Новосибирск, 2003. С. 53–57.
 9. Киселев А.И., Медведев М.Е., Головкин Г.А. Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магмообразования. Новосибирск: Наука, 1979. 196 с.
 10. Киссин И.Г. Геофизические неоднородности и флюидная система консолидированной земной коры континентов // Геотектоника. 2002. № 5. С. 3–18.
 11. Ключевский А.В. Динамические параметры очагов афтершоков Байкальской сейсмической зоны // Геология и геофизика. 1994. № 3. С. 109–116.
 12. Ключевский А.В. Динамические параметры очагов землетрясений Монголии // Вулканология и сейсмология. 1997. № 3. С. 100–110.
 13. Ключевский А.В. Пространственно-временные вариации сейсмических моментов очагов землетрясений Байкальского региона // Докл. РАН. 2000. Т. 373. № 5. С. 681–683.
 14. Ключевский А.В. Локализация начальных действий мантийного диапира в зоне Байкальского рифта // Докл. РАН. 2001. Т. 381. № 2. С. 251–254.
 15. Ключевский А.В. О природе пространственно-временных вариаций сейсмических моментов землетрясений Байкальского региона // Докл. РАН. 2002. Т. 384. № 5. С. 687–691.
 16. Ключевский А.В. Современная динамика Байкальского рифта и особенности пространственно-временного распределения сильных землетрясений // Вулканология и сейсмология. 2003. № 5. С. 65–78.
 17. Ключевский А.В., Демьянович В.М. Динамические параметры очагов сильных землетрясений Байкальской сейсмической зоны // Физика Земли. 2002. № 2. С. 55–66.
 18. Ключевский А.В., Демьянович В.М. Сейсмодетформированное состояние земной коры Байкальского региона // Докл. РАН. 2002. Т. 382. № 6. С. 816–820.
 19. Ключевский А.В., Демьянович В.М. О соответствии пространственно-временных вариаций геодинамического и сейсмического процессов в Байкальском регионе // Докл. РАН. 2003. Т. 390. № 4. С. 537–541.
 20. Ключевский А.В., Демьянович В.М. Оценка влияния модели среды распространения сейсмических сигналов на определение динамических параметров очагов землетрясений Байкальского региона // Вулканология и сейсмология. 2003. № 2. С. 58–71.
 21. Ключевский А.В., Демьянович В.М. Деструкция земной коры в Байкальском регионе по данным о форме дислокации землетрясений // Литосфера. 2003. № 3. С. 15–24.
 22. Коваленко М.Д., Цыбин Н.Н., Ребецкий Ю.Л. Новые упругие решения и особые точки литосферных плит, определяющие быстрые изменения напряженного состояния // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Новосибирск: СО РАН, филиал "Гео", 2004. С. 233–236.
 23. Копничев Ю.Ф., Шпилькер Г.Л. Пространственно-временные характеристики очагов сильных землетрясений с различными типами подвижек // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1980. № 9. С. 3–11.
 24. Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука, 1975. 175 с.
 25. Крылов С.В., Мандельбаум М.М., Мишенькин Б.П. и др. Недра Байкала (по сейсмическим данным). Новосибирск: Наука, 1981. 105 с.
 26. Леви К.Г., Хромовских В.С., Кочетков В.М. и др. Современная геодинамика: сейсмоструктура, прогноз землетрясений, сейсмический риск (фундаментальные и прикладные аспекты) // Литосфера Центральной Азии. Новосибирск: СИФ РАН, 1996. С. 150–182.
 27. Логачев Н.А. История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 5. С. 91–106.
 28. Логачев Н.А., Антощенко-Оленев И.В., Базаров Д.Б. и др. Нагорья Прибайкалья и Забайкалья. М.: Наука, 1974. 359 с.
 29. Мельникова В.И. Напряженно-деформированное состояние Байкальской рифтовой зоны по данным о механизмах очагов землетрясений. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск. 2001. 16 с.
 30. Мишарина Л.А. Напряжения в очагах землетрясений Монголо-Байкальской зоны // Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. М.: Наука, 1972. С. 161–171.
 31. Мишенькина З.Р., Мишенькин Б.П., Петрик Г.В., Шелудько И.Ф. Возможности изучения литосферы методом глубинного сейсмического зондирования на примере Байкальской рифтовой зоны // Сейсмология в Сибири на рубеже тысячелетий. Новосибирск, 2000. С. 166–170.
 32. Молнар П., Курушин Р.А., Кочетков В.М. и др. Деформации и разрывообразование при сильных землетрясениях в Монголо-Сибирском регионе // Глубинное строение и геодинамика Монголо-Сибирского региона / Под ред. Логачева Н.А. Новосибирск: Наука, 1995. С. 5–55.
 33. Постон Т., Стюарт И. Теория катастроф и ее приложения. М.: Мир, 1980. 607 с.
 34. Пригожин И., Стенгерс И. Порядок из хаоса. М.: Прогресс, 1985. 425 с.
 35. Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии. М.: Наука, 1985. 405 с.
 36. Тектоника Евразии / Под ред. А.Л. Яншина. М.: Наука, 1966. 487 с.

37. Тресков А.А. Поле тектонических напряжений в рифтовых зонах // Байкальский рифт. Новосибирск: Наука, 1975. С. 5–8.
38. Хромовских В.С. Разломы и сейсмичность Байкальской рифтовой зоны // Сейсмические исследования в Восточной Сибири. М.: Наука, 1981. С. 79–81.
39. Шерман С.И. Методика изучения и анализа количественных параметров разломов литосферы. Иркутск: ИГТУ, 2002. 60 с.
40. Шерман С.И., Демьянович В.М., Лысак С.В. Новые данные о современной деструкции литосферы в Байкальской рифтовой зоне // Докл. РАН. 2002. Т. 387. № 4. С. 533–536.
41. Чернавский Д.С. Синергетика и информация: динамическая теория информации. М.: Наука, 2001. 244 с.
42. Brune J.N. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes // J. Geophys. Res. 1970. Vol. 75. P. 4997–5009.
43. Campbell K.W. Near source attenuation of peak horizontal acceleration // Bull. Seism. Soc. Amer. 1981. Vol. 71. P. 2039–2070.
44. Doser D.I. Faulting within the western Baikal rift as characterized by earthquake studies // Tectonophysics. 1991. Vol. 196. № 1/2. P. 87–107.
45. Doser D.I. Faulting within the eastern Baikal rift as characterized by earthquake studies // Tectonophysics. 1991. Vol. 196. № 1/2. P. 109–139.
46. Gao S., Davis P.M., Liu H., et al. Seismic anisotropy and mantle flow beneath the Baikal rift zone // Nature. 1994. Vol. 371. P. 149–151.
47. Golenetsky S.I. Problems of seismicity of the Baikal rift zone // J. Geodynamics. 1990. № 11. P. 293–307.
48. Klyuchevskii A.V., Demjanovich V.M. Spatio-temporal variation of stress drop in earthquake foci of the Baikal Rift Zone // Proceeding of Third Annual Meeting of Rifting in intracontinental setting: Baikal Rift System and other Continental Rift. IGCP 400, Irkutsk – Ter-vuren, 1999. P. 98–100.
49. Logatchev N.A. History and geodynamics of the lake Baikal rift in context of the Eastern Siberia rift system: a review // Bull. Centres Rech. Elf Explor. Prod. 1993. Vol. 17. № 2. P. 353–370.
50. McGarr A. Upper bounds on near-source peak ground motions based on a model of inhomogeneous faulting // Bull. Seism. Soc. Amer. 1982. Vol. 72. P. 1825–1841.
51. Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of continental collision // Science. 1975. Vol. 189. № 4201. P. 419–425.
52. Petit C., Deverchere J., Houdry F., Sankov V.A., Melnikova V.I., Delvaux D. Present-day stress field changes along Baikal rift and tectonic implication // Tectonics. 1996. Vol. 15. № 6. P. 1171–1191.
53. Solonenko A.V., Solonenko N.V., Melnikova V.I., Steiman E.A. The analysis of spatial-temporal structure of seismicity in the Baikal rift zone // Earthquake hazard and risk. Kluwer Academic Publishers, 1996. P. 49–62.
54. Solonenko A., Solonenko N., Melnikova V., Shteiman E. The seismicity and earthquake focal mechanisms of the Baikal Rift Zone // Bull. Centres Rech. Elf Explor. Prod. 1997. Vol. 25. № 1. P. 207–231.
55. Tapponnier P., Molnar P. Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien-Shan, Mongolia and Baykal regions // J. Geophys. Res. 1979. Vol. 84. P. 3425–3459.

Рецензенты: О.И. Гущенко, Ю.Н. Авсюк

Modern Geodynamic Processes in the Lithosphere of the Baikal Rift Zone

A. V. Klyuchevskii

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

Abstract—Analysis of the dynamic parameters of earthquake sources allows recognition of extended zones of structure–force heterogeneity peaks in the lithosphere of the Baikal region. These zones correspond well to the area of volcanic activity, and their boundaries fit the boundaries of the zones differentiated by structure and composition of the lithosphere. The spatially and temporally instable stress–strain state is formed within these zones, and the singular points, where the stress field started to transform during the geodynamic activation in the late 1970s, are localized therein.

УДК 551.242.2/550.384.33(571.61)

НОВЫЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ ДЛЯ АККРЕЦИОННЫХ КОМПЛЕКСОВ П-ОВА ТАЙГОНОС: ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

© 2005 г. М. В. Алексютин¹, С. Д. Соколов¹, О. Л. Морозов¹, В. Харберг²

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

²Питтсбургский университет, США, г. Питтсбург, PA, 15260, 321 ОЕН

Поступила в редакцию 15.10.2003 г.

В работе приведены результаты палеомагнитных исследований различных комплексов пород аккреционной структуры полуострова Тайгонос, в том числе: 1) вулканических фрагментов энсиматической островной дуги позднеюрского возраста (п-ов Поворотный); 2) фрагментов осадочного чехла палеоокеанической коры с позднетриасовыми датировками (п-ов Поворотный); 3) осадочного комплекса преддугового региона (готеривский возраст, п-ов Елистратова). Установлено: 1) на полуострове Елистратова терригенные породы готерива были перемагничены, а затем испытали деформацию; 2) океанические кремни триасового возраста образовались на широте 2.3 ± 3.2 градуса; 3) островодужные вулканы позднеюрского возраста образовались на широте 28.6 ± 7.8 градусов северной широты. По результатам палеомагнитных и геологических исследований протестированы различные гипотезы о первоначальном положении островной дуги и принадлежности ее известным палеотихоокеанским плитам.

ВВЕДЕНИЕ

Континентальные окраины Северной Пацифики, по уже ставшим традиционными взглядам, представляют собой коллаж террейнов с весьма сложной тектонической историей. Часть этих террейнов, до момента аккретирования, транспортировались океаническими плитами. Кинематика перемещений тихоокеанских плит в мезозое-кайнозое хорошо разработана [25–27]. Однако в существующих реконструкциях Мезопацифики спорными и неясными являются положение и характер границ плит. Важную роль в решении этой проблемы играет поиск и изучение древних океанических и островодужных комплексов. Они широко развиты среди аллохтонных террейнов Северной Циркум-Пацифики. Определение первоначального положения и траекторий перемещения этих террейнов является одной из задач, решаемых с помощью палеомагнитного метода.

Рассматриваемые в статье комплексы п-ова Тайгонос относятся к Западно-Корякской складчатой области, расположенной на границе Верхояно-Чукотских мезозойских и Корякско-Камчатской складчатой области. Наиболее важным и значимым для этого региона является сама возможность одновременного анализа островодужных и океанических комплексов в единой аккреционной структуре. Первые палеомагнитные исследования по аккретированным кремнистым океаническим породам средне-позднеюрского возраста из аккреционной призмы мыса Поворотного (по-

луостров Тайгонос) показали, что они могли накапливаться на плите Изанаги [23].

Сопредельная Корякско-Камчатская складчатая область считается классической континентальной окраиной аккреционного типа, формирование которой происходило в процессе последовательного причленения к континенту со стороны Тихого океана разновозрастных и разнообразных в геодинамическом отношении террейнов [12, 13, 16, 22, 29]. Так, в пределах Корякского нагорья выделяются северная и южная части, которые различаются структурными особенностями, геодинамическими режимами и историей развития [14, 16].

Структуры северной части Корякского нагорья характеризуются чешуйчато-надвиговым строением и имеют южную и юго-восточную вергентность. Они образовались в позднеюрское-раннемеловое время в результате поддвига тихоокеанских плит под край Северо-Азиатского континента [14, 16]. Палеомагнитные данные указывают на транспортировку мезозойских террейнов плитой Фараллон [19]. Структуры южной части имеют северную и северо-западную вергентность и включают террейны позднемеловых океанических и островодужных комплексов. Для них характерны покровные структуры обдукционного типа [14, 16], возникшие в позднем мезозое-кайнозое в процессе коллизии островных дуг [8, 9, 22]. Террейны транспортировались плитами Кула и Тихоокеанская [8, 10, 19].

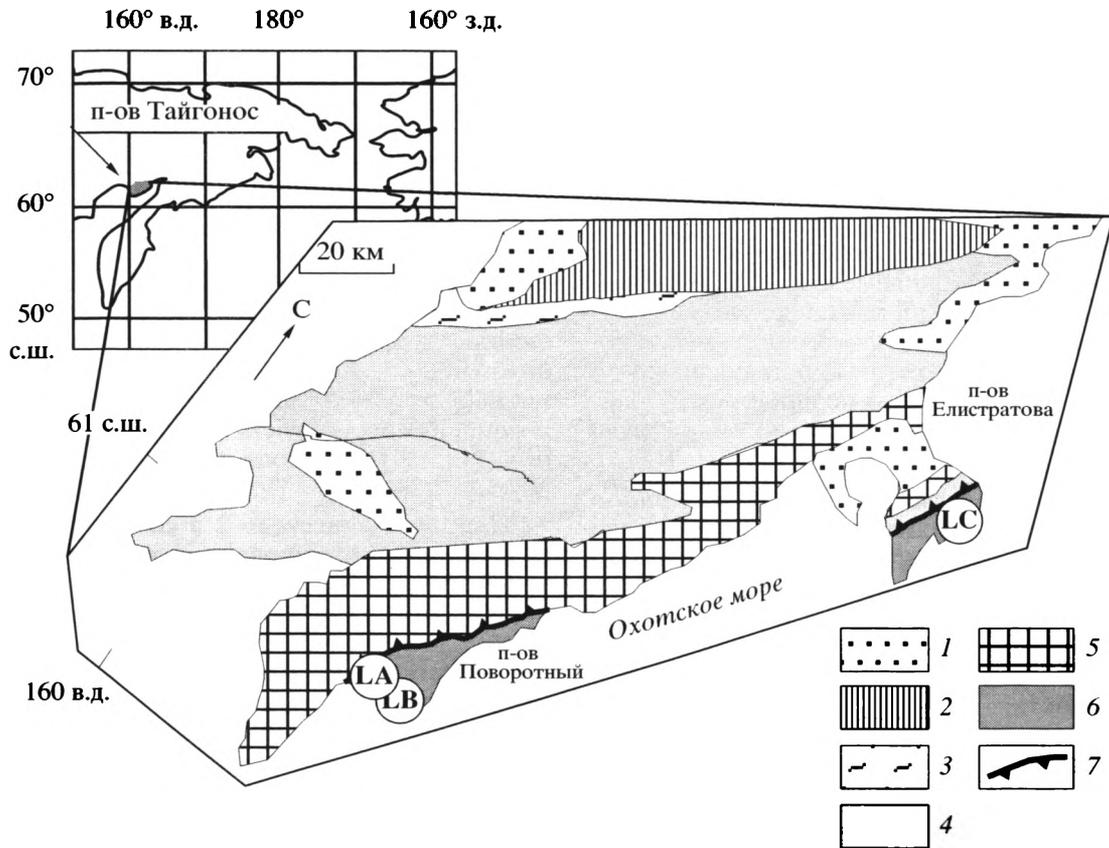


Рис. 1. Геологическое строение полуострова Тайгонос

Буквами в кружках обозначены изученные разрезы (LA – фрагменты энциматической островной дуги позднеюрского возраста; LB – фрагменты позднетриасового осадочного чехла палеоокеанической коры; LC – осадочный комплекс (готеривский возраст, п-ов Елистратова).

1 – кайнозойские впадины; 2 – Авековский террейн; 3 – Пылгинская шовная зона; 4 – Центрально-Тайгоносский террейн; 5 – Восточно-Тайгоносский пояс гранитоидов; 6 – Береговой террейн; 7 – надвиги

Таким образом, при сравнении палеомагнитных данных из разных структур напрашивается вывод, что аллохтонные террейны из сравниваемых областей транспортировались разными плитами. В связи с этим для палеотектонических реконструкций крайне важно попытаться решить ряд сопряженных проблем: выяснение траекторий перемещения террейнов; определение конфигурации мезозойских плит и геодинамической природы их границ. Такая попытка и делается в предлагаемой статье на основе синтеза геологических и новых палеомагнитных данных.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

В структуре полуострова Тайгонос с севера на юг выделяются следующие основные тектонические элементы (рис. 1): Авековский террейн; Пылгинская шовная зона; Центрально-Тайгоносский террейн; Восточно-Тайгоносский пояс гранитоидов и Береговой террейн.

Авековский террейн сложен метаморфическими комплексами докембрия, которые сопоставляются с породами Омолонского массива и перекрыты слабо деформированным осадочным чехлом позднего палеозоя [6, 7, 11].

Пылгинская шовная зона выполнена сильно метаморфизованными вулканогенными, туфотерригенными и терригенно-кремнистыми породами, возраст которых по разным авторам оценивается от позднего протерозоя до мезозоя [5–7, 11]. В последних работах [2] Пылгинская шовная зона интерпретируется как структура, возникшая в мезозое в обстановке сдвига со сжатием, в результате инверсии задугового бассейна позднепалеозойско-раннемезозойской Кони-Тайгоносской вулканической дуги.

Центрально-Тайгоносский террейн в структурном отношении представляет собой ограниченный крупными разломами асимметричный синклиниорий с пологим широким (50 км) северо-западным крылом и крутым узким (8–10 км) юго-

восточным. В его строении выделяется два разновозрастных структурно-вещественных комплекса, отражающих два этапа развития региона. К более раннему комплексу относятся вулканогенно-осадочные и туфо-терригенные толщи, накопление которых шло в интервале от перми до начала поздней юры включительно. В имеющихся реконструкциях их формирование происходило в пределах Кони-Тайгоносской островной дуги позднепалеозойского–раннемезозойского возраста [16, 18]. Более поздний комплекс сложен вулканогенно-осадочными и туфо-терригенными породами позднеюрского–раннемелового возраста и относится к образованиям позднеюрской–раннемеловой Удско-Мургальской островной дуги [16, 18].

Восточно-Тайгоносский пояс гранитоидов разделяет структуры Центрально-Тайгоносского и Берегового террейнов. Пояс образован полифазными интрузиями гранитов и гранодиоритов раннемелового возраста (102–103 млн. лет, Ar-Ar метод [3]). Директивность, выраженная зонами гнейсовидности и ориентировкой мигматитов в экзо- и эндоконтакте, позволила сделать вывод о синхронности внедрения гранитоидов и движений по Южно-Тайгоносскому надвигу юго-восточной вергентности [11]. Вдоль надвига, в останцах кровли плутонов, сохранились терригенные отложения каменноугольного возраста, метаморфизованные вулканогенные образования пермо-триасового (?) возраста, а также вулканогенно-терригенные верхнеюрско-валанжинские отложения.

Береговой террейн охватывает территорию мыса Поворотный и часть п-ова Елистратова. Он имеет сложное чешуйчато-надвиговое строение и представляет собой деформированную аккреционную призму позднеюрской–раннемеловой Удско-Мургальской островной дуги.

На мысе Поворотном аккреционная призма представлена разнообразными структурно-вещественными комплексами [17, 18], которые слагают сложно построенный пакет пластин северо-восточного простирания с меняющейся вергентностью. С юга на север здесь, с разной степенью условности, выделяются следующие пластины: кингевеем-1; кингевеем-2; пластина флиша; кингевеем-3; кингевеем-4 и пластина Лагерная (рис. 2). Часть этих пластин разделена разными по мощности зонами серпентинитового меланжа, в которые погружены блоки ультрабазитов, габброидов, амфиболитов, пород дайкового комплекса, а также вулканических и осадочных пород. Изучение метаморфических пород, встречающихся в меланже, позволило определить, что они образовались в результате субдукционного метаморфизма океанической плиты [15].

В составе пластин кингевеем-1, 3, 4 преобладают сильно фрагментированные части разреза ба-

зальтово-кремнистой ассоциации, это пиллоу-базальты, гидротермальные и гидротермально-осадочные кремни, радиоляриты, умбры, известняки, кремнисто-карбонатные породы и кремнистые туффиты. Имеющиеся определения микрофоссилий из осадочных пород позволяют оценить время формирования осадочного чехла базальтово-кремнистой ассоциации интервалом от позднего триаса до раннего мела включительно. Особенности состава пород базальтово-кремнистой ассоциации позволяют рассматривать их в качестве фрагментов океанической коры мезозойского возраста [17, 18]. Полученный ранее палеомагнитный результат из кремнистых пород среднепозднеюрского возраста из пластины кингевеем-3 показал, что их накопление происходило на широте 35° [23].

Пластина кингевеем-2 в своей нижней части содержит деформированные фрагменты диабазового дайкового комплекса. Выше залегают лавы и лавобрекчии базальтов и андезибазальтов с линзовидными, будинированными горизонтами красноватых, сиреневых и бурых туфогенных кремнисто-глинистых пород и вулканомиктовых песчаников. В кремнисто-глинистых породах встречаются радиолярии кимеридж-титонского (?) возраста, а состав вулканитов указывает на островодужную природу комплекса [17, 18].

Пластина флиша сложена турбидитами среднепозднеюрского возраста, вероятным источником сноса которых являлась континентальная окраина андийского типа [21].

Зона Главного серпентинитового меланжа отделяет описанные выше пластины от расположенных севернее островодужных образований лагерной и витаэтглинской толщ. Меланж состоит из блоков ультрабазитов, габбро, плагиогранитов, вулканогенно-кремнистых пород “кингевеемского” типа и вулканогенно-терригенных пород “лагерного” типа.

Самое северное положение в рассматриваемом пакете пластин занимает пластина Лагерная. Она сложена лавами, лавобрекчиями, кластолавами и гиалокластитами бонинитов, среди которых встречаются прослои туфосилицитов позднеюрского возраста. По геохимическим параметрам лавы соответствуют вулканитам энсиматических островных дуг [17, 18, 24].

Островодужный комплекс пластины Лагерной надстраивается мощной толщей микститов. Горизонты хаотических микститов расслаиваются пачками дикого флиша, а также вулканомиктовыми и полимиктовыми турбидитами. В кремнисто-глинистых прослоях одной из пачек турбидитов были найдены радиолярии волжско-готеривского возраста.

Выше с размывом залегают проксимальный вулканомиктовый флиш (витаэтглинская толща)

нения преддугового бассейна Удско-Мургальской дуги, фундамент которого был сложен аккрецированными офиолитами [18]. Все структуры полуострова несогласно перекрываются терригенными альб-сеноманскими и угленосными континентальными турон-нижнесенонскими отложениями, которые накапливались в преддуговом Пенжинском прогибе Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Таким образом, в поперечном пересечении п-ова Тайгонос с севера на юг наблюдается латеральный ряд структур, формирование которых связано с позднеюрско-раннемеловой конвергентной границей Азиатского континента и Северо-Западной Пацифики [17, 18]: (1) Удско-Мургальская энсиалическая вулканическая дуга (или окраина андийского типа) с собственно вулканической зоной и фрагментами преддугового бассейна, (2) пояс гранитоидов, (3) аккреционная призма. Кроме того, в структуре аккреционной призмы на мысе Поворотный наблюдаются фрагменты (комплексы Лагерной пластины и кингевеем-2) энсиматической юрской (?) островной дуги. Время аккрецирования островодужных комплексов определяется неокомом.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ

В составе аккреционной призмы на мысе Поворотный были опробованы бониниты из пластины Лагерная (позднеюрского возраста, коллекция LA) и пачка океанических кремней поздне-триасового возраста из пластины кингевеем-4 (коллекция LB) (см. рис. 1, 2). На полуострове Елистратова был опробован разрез осадочных пород тылакрьельской свиты готеривского возраста (коллекция LC) (см. рис. 1).

Отбор образцов осуществлялся с помощью портативного бурового устройства для коллекции LA (7 сайтов, всего 41 образец), для коллекций LB и LC были отобраны штуфы (34 и 54 образцов). Образцы палеомагнитных коллекций были подвергнуты ступенчатой температурной чистке. Лабораторные исследования проводились в палеомагнитной лаборатории Питтсбургского университета (США), с использованием установки температурного размагничивания Schonstedt и криогенного магнитометра. Компонентный анализ данных магнитной чистки проводился по компьютерным программам Р. Энкина.

Коллекция LA. Отобранные образцы были объединены в группы с одинаковым залеганием, которые в дальнейшем в тексте называются сайтами. По данным термомагнитной чистки, во всех образцах присутствует незначительная, вероятно, лабораторная вязкая намагниченность, которая разрушается при температурах до 300 градусов. Направление ее хаотическое, и в дальнейшем

она не рассматривается. Анализ результатов термомагнитной чистки позволил выделить два типа образцов для данной коллекции (рис. 3а, 3б). Первый тип образцов характеризуется одной компонентой, равномерно спадающей в начало координат (см. рис. 3а). При температурах 480–580 градусов в них остается не более 5 процентов первоначальной величины намагниченности. Затем направление вектора намагниченности начинает хаотически меняться, а у некоторых образцов существенно возрастает и величина намагниченности. Анализ диаграмм Зийдервельда второго типа образцов показывает существование, по крайней мере, двух компонент намагниченности. Первая низкотемпературная компонента разрушается при температурах до 520 градусов. Вторая при температурах до 580 градусов. Однако нельзя исключить, что для ряда образцов спектры разрушения компонент при высоких температурах частично совпадают.

Компонента А. Как компонента А объединены направления намагниченности, выделенные для образцов первого типа (см. рис. 3а), а также направления для образцов второго типа (см. рис. 3б) в температурном диапазоне 300–550 градусов. Проведенный на уровне сайтов (тестировались средние значения направлений для сайтов) тест складки [28] говорит о ее послескладчатом возрасте. Направление в современной системе координат ($D = 10.6^\circ$, $I = 72.7^\circ$, $k = 44.6$, $\alpha_{95} = 9.1^\circ$, рис. 4а) близко к направлению позднеюрско-мелового поля для данного района. Вероятнее всего, изученные породы приобрели эту намагниченность уже после того, как они были вовлечены в структуру аккреционной призмы Удско-Мургальской дуги.

Компонента Б. Это векторы намагниченности, выделенные для образцов второй группы (см. рис. 3б) в температурном диапазоне 520–580 градусов. Направление компоненты Б было вычислено тремя способами.

В первом способе были использованы средние направления для двух сайтов (где были выделены высокотемпературные компоненты) и направление пересечения кругов перемагничивания для других сайтов, где высокотемпературные компоненты выделить не удалось (см. рис. 3а), что дало в древней системе координат $D = 199.6^\circ$, $I = 47.5^\circ$ (таблица). Во втором способе было рассчитано направление только для образцов, где удалось выделить высокотемпературную компоненту (в древней системе координат $D = 196.4^\circ$, $I = 49.8^\circ$), при этом максимальное значение кучности наблюдается при 100 процентах распрямления складки. В третьем случае (полученное направление в древней системе координат $D = 199.3^\circ$, $I = 47.1^\circ$) использовались данные по образцам (высокотемпературные компоненты намагниченности для образцов, где их удалось выделить, и круги

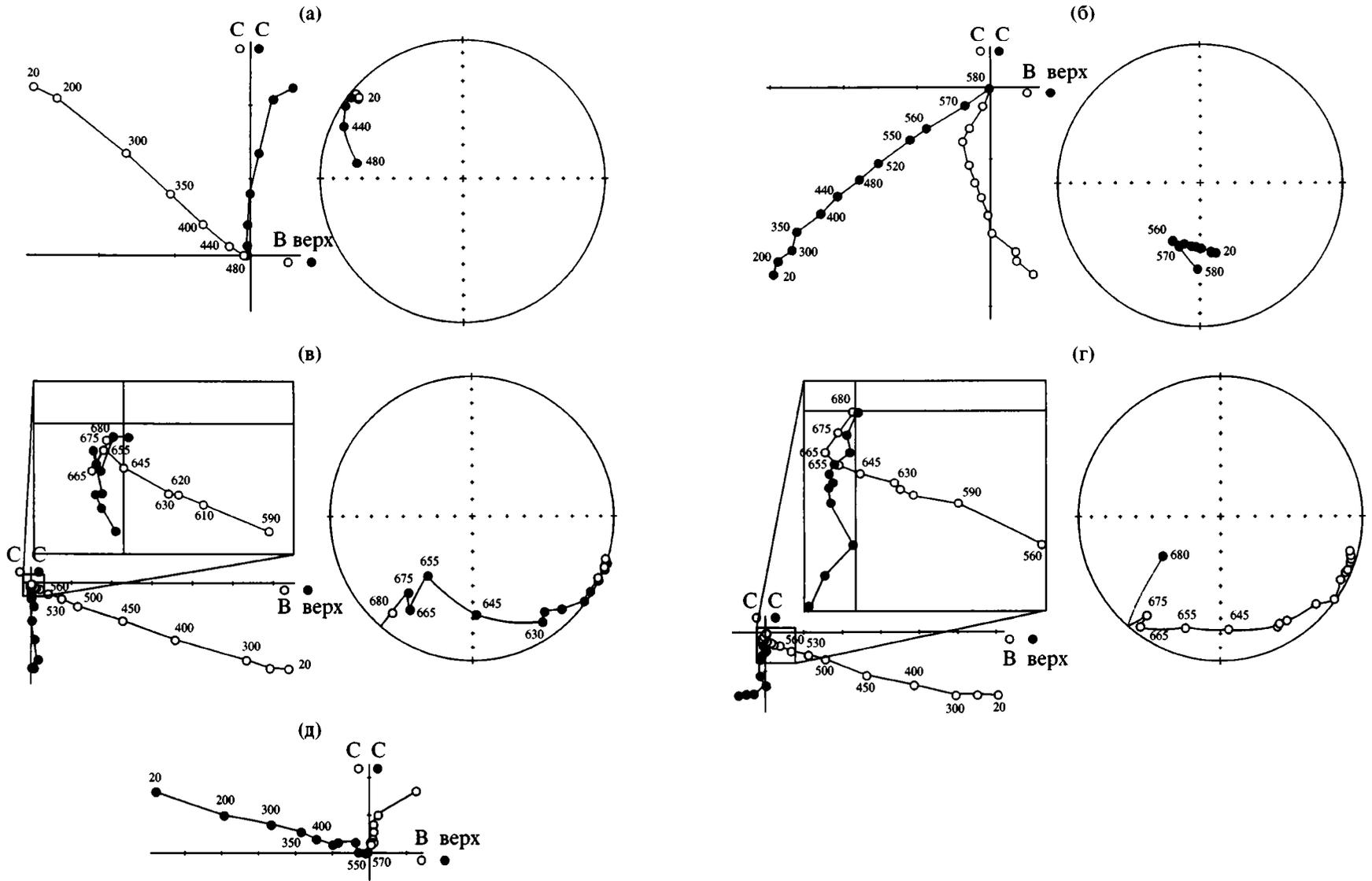


Рис. 3. Примеры ортогональных диаграмм Зийдверельда и круги перемагничивания изученных образцов (стратиграфическая система)
 На стереограммах залитые (пустые) кружки – нижняя (верхняя) полусферы; а, б – базальты энсиматической островной дуги (коллекция LA), в, г – кремни позднетриасового осадочного чехла палеоокеанической коры (коллекция LB), д – осадочный комплекс с п-ова Елистратова (коллекция LC)

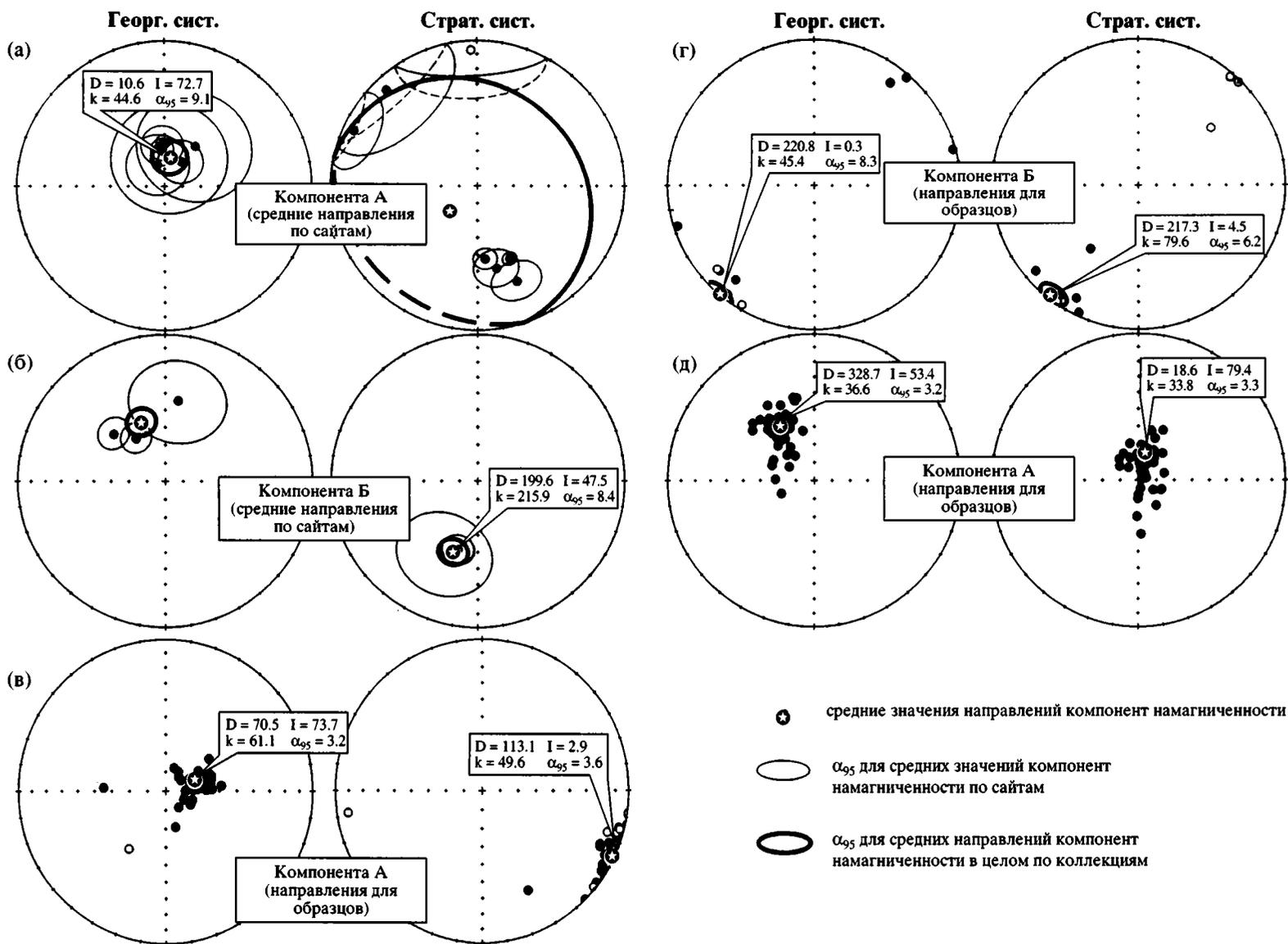


Рис. 4. Стереограммы распределений выделенных компонент намагниченности и их средние значения

а, б – направления векторов намагниченности компоненты А (а) и компоненты Б (б), выделенные в базальтах энсиматической островной дуги (коллекция LA); в, г – направления векторов намагниченности компоненты А (в) и компоненты Б (г), выделенные в кремнях поздне триасового осадочного чехла палеоокеанической коры (коллекция LB); Д – направления векторов намагниченности компоненты А в осадочном комплексе с п-ова Елистратова (коллекция LC)

Результаты палеомагнитных исследований изученных коллекций

Номер сайта	Кол-во обр.	Геогр. система				Стратигр. система			
		D	I	k	α_{95}	D	I	k	α_{95}
Коллекция LA									
Компонента А									
1	3	36.5	61.1	16.1	31.8	357.3	-7.1	16.1	31.8
2	4	316.2	79.1	13.1	26.4	289.8	5.7	13.1	26.3
3	8	32.4	73.2	20.9	12.4	158.3	29.2	20.9	12.4
4	5	356.5	68.8	149.6	6.3	174.2	47.3	150.7	6.3
5	4	356.9	66.4	105.9	9.0	167.6	40.5	65.0	11.5
6	12	358.5	64.3	128.9	3.8	156.9	43.8	129.0	3.8
7	3	9.4	73.4	12.1	37.1	317.3	10.1	15.7	32.2
Среднее для сайтов 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7		10.6	72.7	44.6	9.1	221.6	68.6	1.5	79.5
Компонента Б									
4*24-28	5	326.2	60.8	84.7	8.4	196.5	50.1	84.6	8.4
6*33-44	8	313.0	50.4	40.3	8.8	196.4	49.7	40.4	8.8
1-й способ – сайты 4, 6 + круги (см. пояснения в тексте)		278.1	47.7	1.2	180.0	199.6	47.5	215.9	8.4
2-й способ – только компоненты (13) (см. пояснения в тексте)		317.3	54.6	40.6	6.6	196.4	49.8	54.4	5.7
3-й способ – компоненты (13) и круги (13) (см. пояснения в тексте)		333.5	52.5	9.5	9.7	199.3	47.1	29.6	5.3
Коллекция LB									
Компонента А									
	34	70.5	73.7	61.1	3.2	113.1	2.9	49.6	3.6
Компонента Б									
	10	220.8	0.3	45.4	8.3	217.3	4.5	79.6	6.2
Коллекция LC									
	54	328.7	53.4	36.6	3.2	18.6	79.4	33.8	3.3

Примечание: D – склонение, I – наклонение, k – кучность, α_{95} – радиус овала доверия (в градусах).

перемагничивания для образцов, где не удалось выделить компоненту). Полученное направление практически не зависит от способа вычисления (см. таблицу). Для определенности в дальнейшем будет использоваться результат, полученный первым способом (авторы не делали оценки, какой из способов корректнее).

Таким образом, для изученных юрских (?) островных вулканических пород выделено доскладчатое направление намагниченности (D = 199.6°, I = 47.5°, k = 215.9, α_{95} = 8.4°), которое изученные породы приобрели на широте 28.6 ± 7.8 градусов.

Коллекция LB. По результатам термомагнитной чистки коллекции океанических кремней триасового возраста (пластина кингевеем-4), кроме лабораторной, вязкой намагниченности были выделены одна или две древних компоненты намагниченности, что позволило разделить образцы на две группы.

Первая группа образцов характеризуется одной компонентой, равномерно спадающей в начало координат. При температурах 660–680 градусов остается не более 5 процентов величины намагниченности, после чего направление вектора начинает хаотически меняться. Для некоторых образцов наблюдаются круги перемагничивания, что указывает на существование второй компоненты, хотя выделить ее не удастся (см. рис. 3в).

Для второй группы образцов характерно наличие двух компонент намагниченности (см. рис. 3г). Первая низкотемпературная компонента разрушается при температурах до 640–665 градусов, а вторая – при температурах до 685 градусов. Здесь также нельзя исключить, что для ряда образцов спектры блокирующих температур компонент намагниченности частично совпадают. Для всех образцов этой группы также наблюдаются хорошо выраженные круги перемагничивания.

Компонента А. Выделена во всех образцах в температурном диапазоне до 665 градусов (см. рис. 3в, 3г). Тест складки [28] говорит о ее послескладчатом возрасте. Направление в современной системе координат (см. таблицу и рис. 4в) близко к направлению позднеюрско-мелового поля для данного района. Вероятнее всего, изученные породы приобрели эту намагниченность уже после вовлечения пород в аккреционную призму Удско-Мургальской дуги.

Компонента Б. Выделена для второй группы (10 образцов) в температурном диапазоне 660–685 градусов. Хотя направление выделенной компоненты практически совпадает с простиранием шарнира складки, тем не менее, тест складки положительный. Часть образцов характеризуется прямой намагниченностью, а часть – обратной полярностью. Недостаточный разброс элементов залегания не позволил использовать метод кругов перемагничивания для улучшения статистики.

Таким образом, для изученных триасовых кремнистых пород выделено направление $D = 217.3^\circ$, $I = 4.5^\circ$, $k = 79.6$, $\alpha_{95} = 6.2^\circ$, которое они приобрели на широте 2.3 ± 3.2 градуса.

Коллекция ЛС. Результаты термомагнитной чистки образцов коллекции терригенных пород готеривского возраста позволили выделить одну компоненту намагниченности (компонента А), не считая вязкой лабораторной (см. рис. 3д). В процессе термочистки эта компонента, разрушаясь, равномерно спадает в начало координат, и при температурах 560–580 градусов остается 5–10 процентов первоначальной величины намагниченности, а направление вектора начинает хаотически меняться. Среднее значение вектора намагниченности, в целом по коллекции, в современной системе ($D = 328.7^\circ$, $I = 53.4^\circ$) не совпадает по направлению ни с одним из более поздних направлений, но в древней системе координат не отличается от направления позднеюрско-мелового поля. Это, вероятнее всего, означает, что после приобретения намагниченности породы испытали деформацию. Таким образом, выделенное направление является доскладчатым или синскладчатым. К сожалению, для данного объекта вариации элементов залегания не позволяют провести тест складки.

Таким образом, в результате палеомагнитных исследований пород, отобранных на полуострове Тайгонос, получены следующие результаты:

– островодужные вулканиды (бониниты и базальты) юрского (?) возраста имеют доскладчатое направление ($D = 199.6^\circ$, $I = 47.5^\circ$, $k = 215.9$, $\alpha_{95} = 8.4^\circ$), которое изученные породы приобрели на широте 28.6 ± 7.8 градусов;

– океанические кремни триасового возраста имеют направление ($D = 217.3^\circ$, $I = 4.5^\circ$, $k = 79.6$, $\alpha_{95} = 6.2^\circ$), которое они приобрели на широте 2.3 ± 3.2 градуса;

– осадочные породы тылакрьельской свиты готеривского возраста характеризуются доскладчатым или синскладчатым направлением $D = 18.6^\circ$, $I = 79.4^\circ$, $k = 33.8$, $\alpha_{95} = 3.3^\circ$.

К сожалению, все полученные направления не являются в необходимой степени надежными, прежде всего, из-за явно недостаточной статистики для высокотемпературной компоненты, а для меловых пород – из-за отсутствия теста складки.

ОБРАТНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

Для определения, на какой из плит образовались изученные островодужные вулканиды (коллекция LA), было проведено обратное моделирование по известной методике [25]. Моделирование проводилось на основании кинематических характеристик плит, приведенных в статье Д. Энгелбретсона [26].

При расчетах учитывались следующие геологические данные.

1. Наиболее позднее время аккрецирования изученных юрских (?) островодужных вулканидов (коллекция LA) определяется завершением активности Удско-Мургальской вулканической дуги и запечатыванием аккреционных структур. Последние проявления вулканизма имеют аптальбский возраст, а возраст перекрывающих отложений определяется поздним альбом. Следовательно, аккрецирование бонинитов к Удско-Мургальской вулканической дуге произошло не позднее 110 млн. лет.

2. Удско-Мургальская дуга к моменту аккрецирования к ней комплексов энсиматической вулканической дуги являлась границей Евразийской плиты, вдоль которой существовал латеральный ряд структур: вулканическая дуга – предостроводужная часть – аккреционная призма – желоб – океаническая плита [17, 18]. Фундаментом Удско-Мургальской вулканической дуги служат структуры более древней Кони-Тайгоносской дуги, а отсутствие в тылу Удско-Мургальской дуги океанического бассейна указывает на окраинно-континентальное положение островодужных образований.

3. В рассматриваемый период времени (юрский мел) геодинамическая ситуация северо-западной Мезопацифики определялась взаимодействием плит Северо-Американской, Евразийской, Изнаги и Фараллон [19, 26].

Результаты проведенного нами моделирования показывают, что к месту аккреции изученные островодужные вулканиды (коллекция LA) могли быть доставлены плитой Изнаги, так как только она обеспечивает необходимое широтное перемещение изученных пород (рис. 5). Следовательно, энсиматическая вулканическая дуга, комплексы которой были изучены в аккреционной

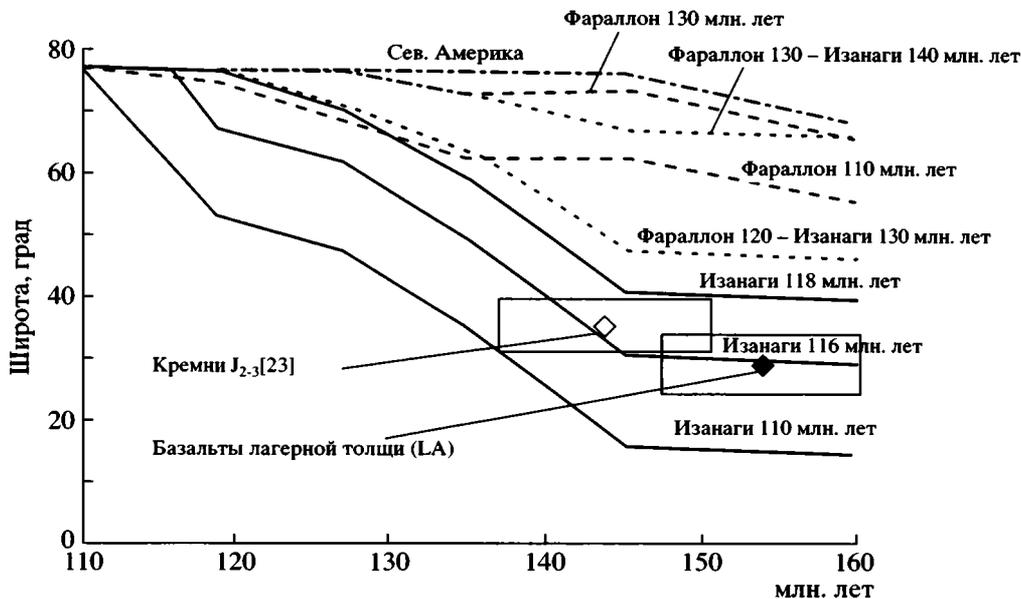


Рис. 5. Результаты кинематического моделирования
Расчетные (линии) и наблюдаемые (ромбы) палеошироты

структуре мыса Поворотного, находилась на плите Изанаги.

По результатам обратного моделирования была построена кривая миграции Лагерной энсиматической дуги (рис. 6). Из рисунков 5 и 6 видно, что на временном интервале 116–145 млн. лет происходило несколько глобальных перестроек, которые выражены в изменении направления движения плит. Важно отметить, что до основного этапа широтного перемещения (145–119 млн. лет) островная дуга располагалась на палеошироте 28° и нет однозначного ответа на вопрос о том, границу какой плиты маркировала энсиматическая палеодуга. До 145 млн. лет она могла входить в состав плиты Фараллон или какой-нибудь другой плиты.

ОБСУЖДЕНИЕ

Состав аккретированных комплексов тайгонского сегмента Удско-Мургальской островодужной системы показывает, что в позднеюрско-раннемеловое время в Мезопацифике существовала энсиматическая вулканическая дуга. Первоначальное положение этой дуги неясно. На основании данных по линейным океаническим аномалиям предполагается, что в мезозое в северо-западной Пацифике существовали плиты Фараллон и Изанаги [26, 27]. При моделировании также нельзя исключать возможность существования неизвестной дополнительной плиты (назовем ее плитой X), информация о которой отсутствует, так как соответствующие участки океанической коры, отражающие ее историю, уже субдуциро-

вались, и фрагменты их могут быть обнаружены только в аккреционных призмах.

Для уточнения конфигурации океанических плит Пацифика в мезозое и возможного характера межплитных границ был произведен расчет условно мгновенных скоростей плит Изанаги и Фараллон в пределах траектории перемещения изученного террейна (рис. 7–9). Использовалась следующая методика. Рассчитывалось перемещение точек географической сетки с кинематическими параметрами плит на угол, равный углу вращения плиты вокруг Эйлера полюса за 10 млн. лет. Затем прежнее и новое положение точки соединялось вектором, который и показан на рисунках. Сначала это делалось с параметрами плиты Фараллон, а затем Изанаги. Шаг 10 млн. лет был выбран для наглядности, так как скорости перемещения плит невелики, и если просто использовать угол поворота, деленный на время (что наиболее близко к реальной мгновенной скорости), то полученные “мгновенные” векторы просто не будут видны на рисунках. Таким образом, векторы, показанные на рисунках 7–9, близки по направлению к вектору касательной к дуге малого круга, который описывает точка на сфере при вращении вокруг Эйлера полюсов на возрастных интервалах 163–145 млн. лет (см. рис. 7), 145–135 млн. лет (см. рис. 8), 135–127 млн. лет (см. рис. 9).

Рассмотрим несколько рабочих сценариев для определения положения изученной энсиматической палеодуги, что, в свою очередь, позволит уточнить конфигурацию океанических плит.

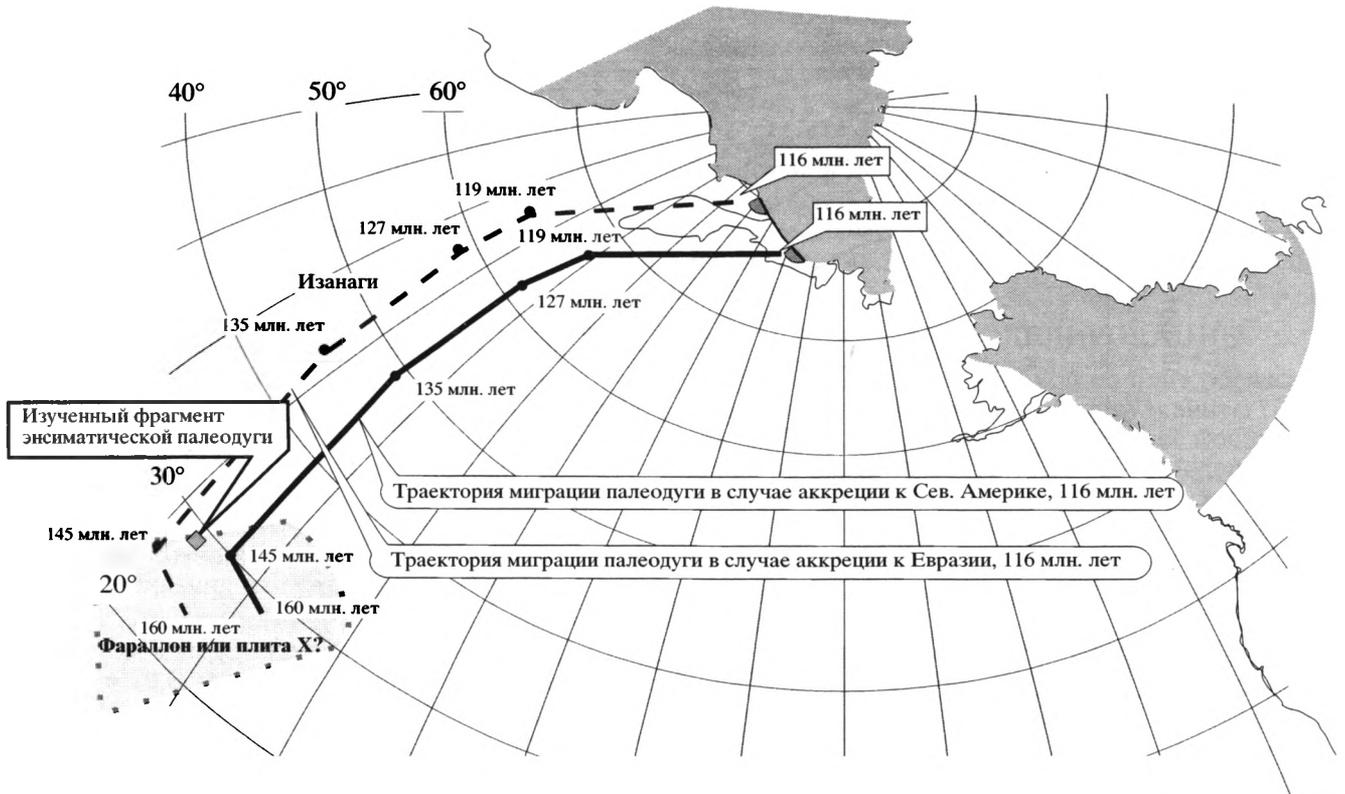


Рис. 6. Траектория перемещения комплексов энсиматической палеодуги по результатам обратного моделирования [25]

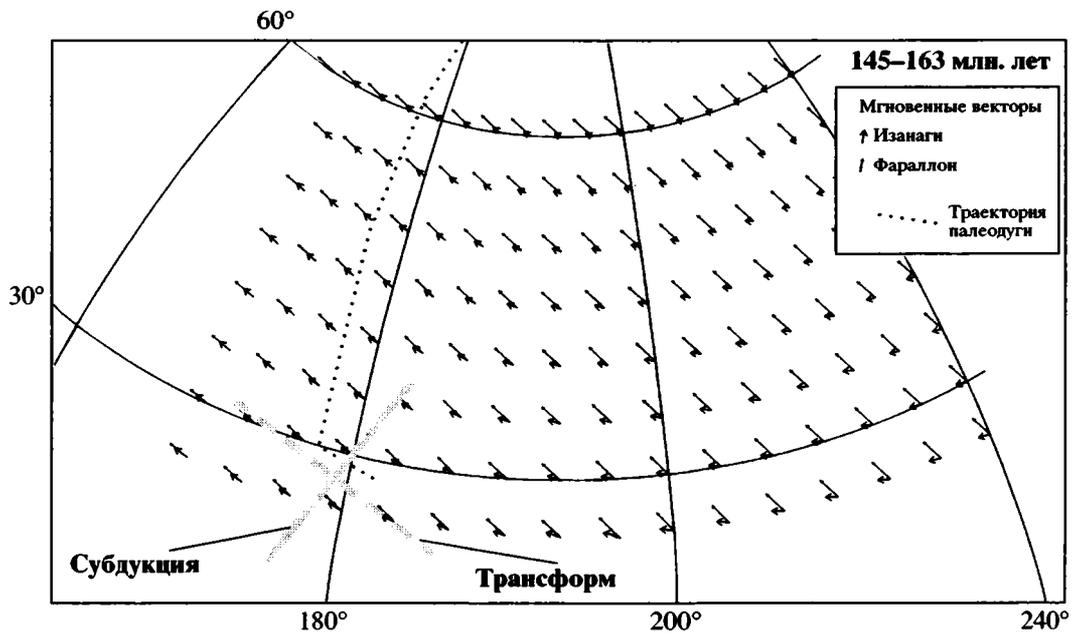


Рис. 7. Зависимость характера межплитной границы Изанаги – Фараллон от ее простирания на участке траектории палеодуги, 145–163 млн. лет

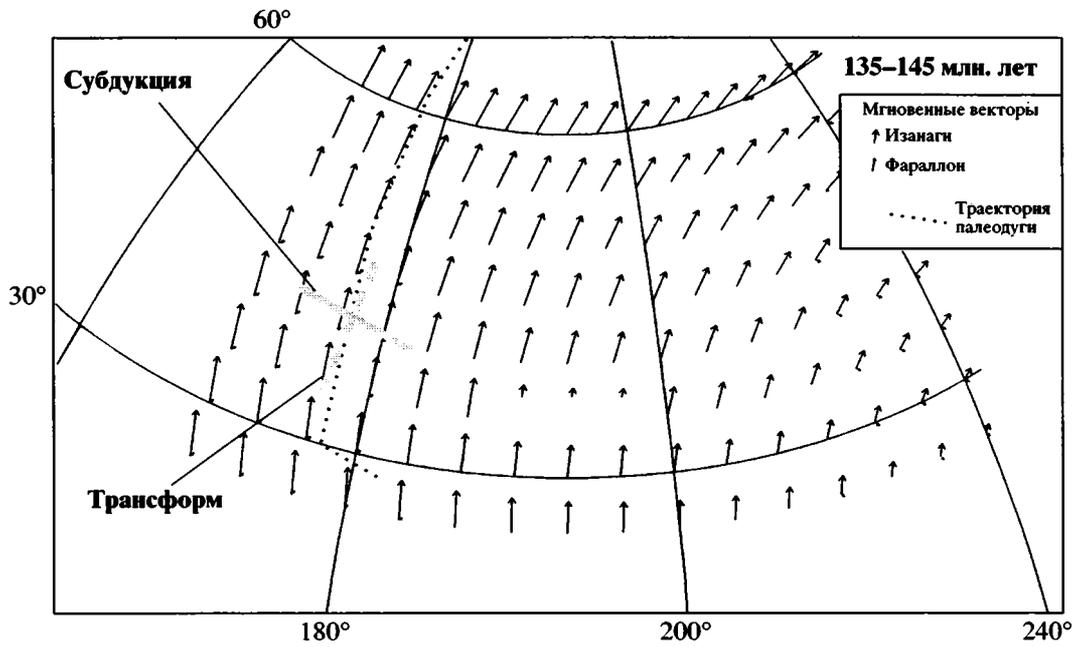


Рис. 8. Зависимость характера межплитной границы Изагаги–Фараллон от ее простираения на участке траектории палеодуги, 135–145 млн. лет

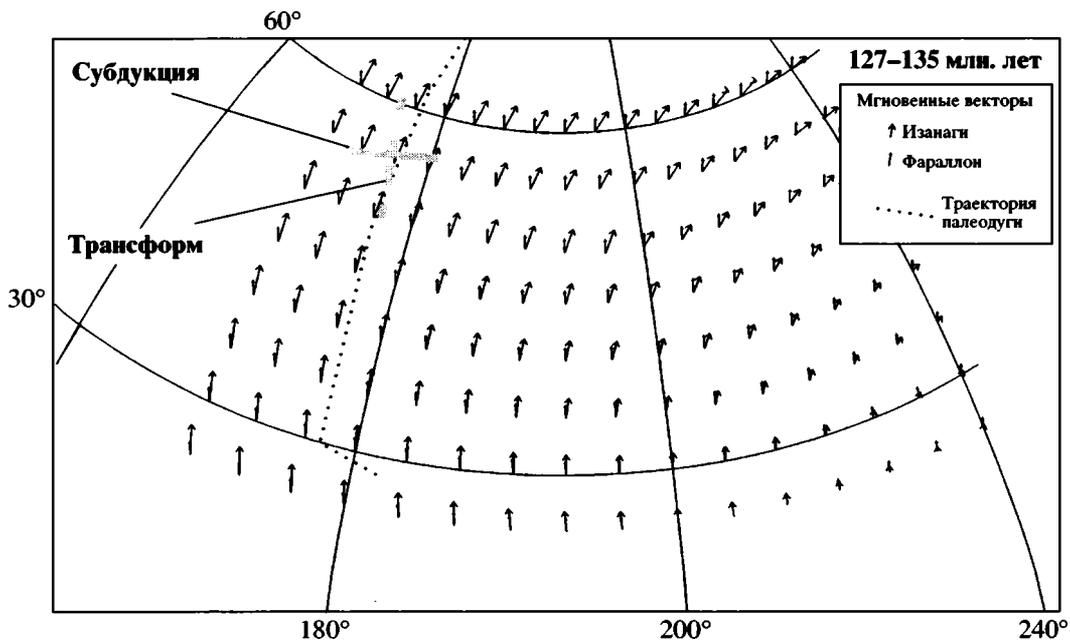


Рис. 9. Зависимость характера межплитной границы Изагаги–Фараллон от ее простираения на участке траектории палеодуги, 127–135 млн. лет

Первый сценарий предполагает, что реконструируемая палеодуга маркировала границу Изагаги – Фараллон, второй – границу Изагаги и плиты X, третий – границу Фараллон и плиты X.

При анализе разных сценариев необходимо учитывать следующие соображения. Во-первых,

начиная со 145 млн. лет и до момента аккрецирования (110 млн. лет) к Удско-Мургальской активной окраине, породы изученной энсиматической дуги транспортировались плитой Изагаги (см. рис. 5). Во-вторых, исходя из известных кинематических параметров [26], для границы плит Фа-

раллон–Изанаги в этой области Мезопацфики предполагается субдукционная обстановка, на что указывают направления векторов на рис. 7–9.

Критерием выбора сценария, соответствующего действительности, может служить история вулканизма (или активности) Лагерной палеодуги. Здесь возможны два варианта. В одном случае вулканическая деятельность (свидетельство субдукции) продолжалась до момента аккретирования энсиматической дуги с Удско-Мургальской дугой. В другом варианте прекращение вулканизма и субдукции могло произойти после 145 млн. лет и эта “пассивная” фаза могла продолжаться в течение всей транспортировки плитой Изанаги. Конечно, следует учитывать, что вулканическая активность затухает с небольшим запозданием по сравнению со временем прекращения субдукции.

Первый сценарий, согласно которому палеодуга располагалась на границе плит Изанаги–Фараллон, возможен только в случае продолжения вулканической активности позднее 145 млн. лет. Для этого временного интервала предполагается конвергентная граница на всей траектории Лагерного террейна (см. рис. 7–9). В этой реконструкции Лагерная палеодуга находилась на плите Изанаги, а плита Фараллон субдуцировалась под Изанаги, по крайней мере, начиная со 145 млн. лет.

Второй сценарий (граница Изанаги – плита X) допускает как затухание, так и продолжение активности дуги после 145 млн. лет в случае, если к югу или юго-западу существовала еще одна океаническая плита, обозначенная плитой X на рис. 6. При этом, если структуры Лагерной палеодуги после 145 млн. лет транспортировались плитой Изанаги, то вулканическая дуга располагалась на юго-западной границе Изанаги. Если палеодуга перемещалась на плите X, то она должна была маркировать ее северо-восточную границу, а сама плита X имела также очень высокую широтную составляющую перемещения, сопоставимую с плитой Изанаги.

Третий сценарий (граница Фараллон – плита X), как и предыдущий, не требует ограничений времени активности дуги после 145 млн. лет. В отличие от второй гипотезы, в данном варианте изученные породы никогда не принадлежали плите Изанаги и палеодуга маркировала границу плит Фараллон – плита X. При этом плита X имела также очень высокую широтную составляющую перемещения, как и плита Изанаги (породы все же были доставлены в высокие широты). Каких-либо предположений о характере эволюции границы Фараллон – плита X сделать нельзя из-за отсутствия кинематических характеристик последней (поэтому нет ограничений на активность вулканической дуги).

Таким образом, главным критерием, который мог бы помочь в разрешении вопроса о том, маркировала ли изученная палеодуга границу плит Фараллон – Изанаги или существовала еще одна, неизвестная к настоящему времени, плита X, является время прекращения активности этой юрской палеодуги. Если вулканическая деятельность (свидетельство субдукции) продолжалась после 145 млн. лет, то палеодуга маркировала границу плит Изанаги и Фараллон (первый сценарий), если же эта палеодуга после 145 млн. лет не была активна, то приходится признать, что до 145 млн. лет в северо-западной Палеопацфике существовала еще одна плита X. Среди имеющихся в нашем распоряжении геологических данных по аккретированным комплексам полуострова Тайгонос пока нет свидетельств активности энсиматической дуги в раннемеловое время. Более того, островодужные образования энсиматического генезиса Куюльского террейна (Пенжинский регион), сопоставимые с бонинитами Лагерной толщи, имеют средне-позднеюрский возраст [4]. Следовательно, сценарии с затуханием вулканической деятельности палеодуги являются вполне вероятными и свидетельствуют в пользу существования дополнительной плиты X. Однако степень стратиграфической изученности и количество геохронологических датировок аккретированных островодужных комплексов остаются невысокими и не позволяют полностью отказаться от первого сценария с раннемеловой вулканической активностью.

ВЫВОДЫ

1. Получены новые палеомагнитные данные для островодужных вулканитов юрского (?) возраста пластины Лагерная-1 из аккреционной призмы полуострова Поворотный – $D = 199.6^\circ$, $I = 47.5^\circ$, $k = 215.9$, $\alpha_{95} = 8.4^\circ$, что соответствует палеошироте 28.6 ± 7.8 градусов с.ш.

2. Получены новые палеомагнитные данные для океанических кремней триасового возраста пластины кингвеев-4 из аккреционной призмы полуострова Поворотный ($D = 217.3^\circ$, $I = 4.5^\circ$, $k = 79.6$, $\alpha_{95} = 6.2^\circ$), которые образовались на широте 2.3 ± 3.2 градуса с.ш.

3. Получено направление для терригенных пород готерива на полуострове Елистратова ($D = 18.6^\circ$, $I = 79.4^\circ$, $k = 33.8$, $\alpha_{95} = 3.3^\circ$), которые, вероятнее всего, были перемагничены, а затем испытали деформацию.

4. Предложены разные варианты реконструкции положения и транспортировки комплексов внутритропической Лагерной палеодуги. Выбор наиболее реального варианта во многом зависит от выяснения возрастного диапазона периода ак-

тивности энзиматической палеодуги, что требует дополнительных стратиграфических и геохронологических исследований. В случае подтверждения геологическими данными сценария с затуханием активности Лагерной палеодуги в процессе ее перемещения и до момента аккретирования к Удско-Мургальской островной дуге (континентальной окраине Азии) потребуются разработка новых реконструкций, учитывающих существование в мезозойской Пацифике дополнительной, еще не известной, океанической плиты.

Работа выполнена при поддержке РФФИ по проектам 00-05-64777 и 02-05-64217.

Авторы благодарят Д.В. Коваленко и Е.А. Константиновскую за конструктивную критику на этапе подготовки работы к публикации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бельий В.Ф., Акинин В.В. Геологическое строение и офиолиты п-ва Елистратова. Ч. 1 // Стратиграфия докайнозойских образований. Геология ультрамафитов и габброидов. Препринт. Магадан: Сев.-Вост. комплекс. НИИ, 1985. 57 с.
2. Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Кравченко-Бережной И.Р., Худолей А.К., Силантьев С.А. Тектоника Пылгинской шовной зоны (п-ов Тайгонос, северо-восток Азии) // Российский журнал наук о Земле, 2000. Т. 2. № 1 (<http://eos.wdcb.rssi.ru/rjes/v02/rje00033/rje00033.htm#chap01>).
3. Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Лэйер П., Мюнх П.В. Новые данные Ar-Ag изотопного датирования магматических и метаморфических пород полуострова Тайгонос (Северо-Восток России) // Докл. РАН. 1999. Т. 369. № 1. С. 79–82.
4. Вишневецкая В.С., Пейве А.А., Соколов С.Д. О возрасте офиолитов Куюльского террейна (Таловские горы, Северо-Восток России) // Докл. академии наук. 1992. Т. 327. № 3. С. 364–367.
5. Геология СССР. Т. 30. Кн. 2. М.: Недра, 1970. 536 с.
6. Жуланова И.Л. Земная кора Северо-Востока Азии в докембрии и фанерозое. М.: Наука, 1990. 302 с.
7. Заборовская Н.Б. Внутренняя зона Охотско-Чукотского пояса на Тайгоносе. М.: Наука, 1978. 199 с.
8. Коваленко Д.В. Палеомагнетизм геологических комплексов Камчатки и Южной Корякии. М.: Научный мир, 2003. 255 с.
9. Константиновская Е.А. Геодинамика коллизии дуга – континент на примере западных окраин Тихого океана // Геотектоника. 1999. № 5. С. 15–34.
10. Левашова Н.М. Кинематика поздне меловых и мел-палеогеновых энзиматических островных дуг Камчатки. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 1999. 28 с.
11. Некрасов Г.Е. Тектоника и магматизм Тайгоноса и Северо-Западной Камчатки. М.: Наука, 1976. 160 с.
12. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
13. Парфенов Л.М., Натанов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника северо-востока Азии. Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–80.
14. Руженцев С.В., Бялобжеский С.Г., Григорьев В.Н., Казимиров А.Д., Пейве А.А., Соколов С.Д. Тектоника Корякского хребта // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 136–189.
15. Силантьев С.А., Соколов С.Д., Бондаренко Г.В., Кононкова Н.Н., Колесов Г.М. Геохимия и петрология высокобарических амфиболитов в аккреционной структуре полуострова Тайгонос (северо-восток России) // Геохимия. 1996. № 12. С. 1139–1147.
16. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
17. Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Алексютин М.В., Паланджян С.А., Худолей А.К. Особенности строения палеоаккреционных призм на примере п-ова Тайгонос (Северо-Восток России). Докл. РАН. 2001. Т. 377. № 6. С. 807–811.
18. Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Григорьев В.Н. Зона перехода Азиатский континент – Северо-Западная Пацифика в позднеюрско-раннемеловое время // Теоретические и региональные проблемы геодинамики. М.: Наука, 1999. С. 30–84. (Тр. ГИН РАН; Вып. 515).
19. Соколов С.Д., Диденко А.Н., Григорьев В.Н., Алексютин М.В., Бондаренко Г.Е., Крылов К.А. Палеотектонические реконструкции Северо-Востока России: проблемы и неопределенности // Геотектоника. 1997. № 6. С. 72–90.
20. Тектоника континентальных окраин Северо-Запада Тихого океана. М.: Наука, 1980. 285 с.
21. Чамов Н.П., Андреев А.В. Среднеюрские–нижнемеловые осадочные комплексы в аккреционной структуре полуострова Тайгонос // Литология и полезн. иск. 1997. № 3. С. 260–272.
22. Чехович В.Д. Тектоника и геодинамика складчатого обрамления малых океанических бассейнов. М.: Наука, 1993. 272 с.
23. Bazhenov M.L., Alexutin M.V., Sokolov S.D., Bondarenko G.E. Mesozoic paleomagnetism of the Taigonos peninsula, the Sea of Okhotsk: implications to kinematic of continental and oceanic plates // Earth Planet. Sci. Lett. 1999. Vol. 173. С. 113–127.
24. Chekhov A.D., Palandzhyan S.A. Exotic terranes of Taigonos Peninsula, Northeastern Russia // Proceeding Intern. Confer. On Arctic Margin. Магадан: СВКНИИ, 1995. С. 176–178.
25. Debiche M.G., Cox A., Engebretson D.C. The motion of allochthonous terranes across the North Pacific Basin // Geol. Soc. Amer. Spec. Paper. 1987. Vol. 207. 1–49.

26. *Engebretson D.C., Cox A., Gordon R.G.* Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific basin // *Bull. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper.* 1985. Vol. 206. P. 1–59.
27. *Kononov M.V.* Plate tectonics of the North-West Pacific. Moscow: Nauka, 1989. 170 p.
28. *McFadden P.L., Jones D.L.* The fold test in paleomagnetism // *Geophys. J.R. Astron. Soc.* 1981. Vol. 67. P. 53–58.
29. *Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Baranov B.V., Byalobzhesky S.G., Bundtzen T.K., Feeney T.D., Fujita K., Gordey S.P., Grantz A., Khanchuk A.I., Natapov L.M., Norton I.O., Patton W.W., Jr., Plafker G., Scholl D.W., Sokolov S.D., Sosunov G.M., Stone D.B., Tabor R.W., Tsukanov N.V., Vallier T.L., Wakita K.* Circum-North Pacific tectonostratigraphic terrane map. U.S. Geological Survey Open-File. 1994. Report 94-714 (2 sheets, scale 1:5000000, 1 sheets, scale 1 : 10000000). 433 p.

Рецензенты: Е.А. Константиновская,
В.И. Коваленко

New Paleomagnetic Results from Accretionary Complexes of the Taigonos Peninsula and Their Paleotectonic Implications

M. V. Aleksyutin¹, S. D. Sokolov¹, O. L. Morozov¹, and W. Harbert²

¹*Geological Institute (GIN), Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia
e-mail: sokolov@ginras.ru*

²*University of Pittsburgh, Pittsburgh, PA 15260, 321 OEH, USA*

Abstract—Paleomagnetic data for various accretionary complexes of the Taigonos Peninsula, including (1) volcanic fragments of the Late Jurassic ensimatic island arc (Povorotnyi Peninsula), (2) fragments of the sedimentary cover of paleoceanic crust dated at the Late Triassic (Povorotnyi Peninsula), and (3) the forearc sedimentary complex (Hauterivian, Yelistratov Peninsula), are analyzed. It is established that (1) Hauterivian clastics in the Yelistratov Peninsula were remagnetized and then deformed, (2) Triassic oceanic cherts were deposited at $2.3 \pm 3.2^\circ$ N, and (3) Late Jurassic island-arc volcanic rocks were formed at $28.6 \pm 7.8^\circ$ N. On the basis of paleomagnetic and geologic data, various hypotheses on the initial location of the island arc and its relationship to the known paleo-Pacific plates are tested.

УДК 551.242.24(267)

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

© 2005 г. Е. В. Вержбицкий, Ю. П. Непрочнов

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117851, Москва, Нахимовский просп., 36

Поступила в редакцию 28.12.2001 г.

Выполнен совместный анализ данных по тепловому потоку и глубинному строению земной коры котловин центральной части Индийского океана. В зонах тектонических деформаций котловин Центральной и Вартон, а также в Аравийской котловине выявлены дополнительные источники тепла ($10\text{--}20\text{ мВт/м}^2$), не контролируемого геотермической моделью остывания литосферы. Эти источники могут быть связаны с процессами серпентинизации ультрабазитов, что подтверждается наличием в низах коры сейсмического слоя ЗВ со скоростями $7.2\text{--}7.6\text{ км/с}$, соответствующего серпентинитам. В отличие от этих котловин, распределение теплового потока в котловине Крозе находится в соответствии с теоретической геотермической кривой. Отсутствие здесь дополнительного источника тепла не предполагает наличия серпентинитов в низах коры, что подтверждается данными ГСЗ (отсутствие слоя ЗВ) и согласуется с низким уровнем современной сейсмичности котловины. В Центральной и Аравийской котловинах (Индийская плита) и в котловине Крозе (Антарктическая плита) около 50 млн. лет назад наблюдалось одновременное уменьшение примерно в 2 раза скорости спрединга, несмотря на существенное различие геодинамических условий движения плит.

ВВЕДЕНИЕ

В данной работе рассматривается центральная часть Индийского океана, включающая Центральную и Аравийскую котловины, а также котловины Вартон и Крозе (рис. 1).

Образование зоны тектонических деформаций Центральной котловины Индийского океана (рис. 2 и 3) тесно связано с образованием Альпийско-Гималайского подвижного пояса. В процессе закрытия океана Тетис Индийская плита в период $100\text{--}80\text{ млн. лет}$ начала движение на север. Первоначальное “мягкое” взаимодействие Индийской и Евразийской плит, датированное возрастом $60\text{--}50\text{ млн. лет}$ назад, сопровождалось уменьшением скорости спрединга в Центральной котловине примерно с $9\text{ до }4\text{ см/год}$ [24, 38]. Дальнейшее продвижение Индийской плиты на север закончилось ее столкновением (коллизией) с Евразийским континентом и образованием зоны деформаций.

Аравийская котловина является западной частью Индийской плиты. Котловина Вартон отделена от Центральной котловины Восточно-Индийским хребтом и принадлежит Австралийской плите. Центрально-Индийский срединный хребет отделяет Индийскую плиту от Антарктической плиты, частью которой является котловина Крозе.

Цель настоящей работы – выявление глубинного строения земной коры центральной части Индийского океана на основе анализа данных теплового потока, сейсмических и других геолого-геофизических данных.

ЦЕНТРАЛЬНАЯ КОТЛОВИНА

Центральная котловина Индийского океана (см. рис. 1) ограничена с запада Мальдивским и с востока Восточно-Индийским хребтами, на юге ее границей является Центрально-Индийский срединный хребет, а на севере она плавно переходит в котловину Бенгальского залива. Часть Центральной котловины занимает зона тектонических деформаций, которая имеет восток-северо-восточное простираание и протяженность 1600 км при ширине 1000 км [21, 32, 48]. Она характеризуется блоками антиклинальных поднятий фундамента шириной $100\text{--}300\text{ км}$ и высотой $1\text{--}3\text{ км}$, что выражается в рельефе дна сводовыми поднятиями до 600 м , а также взбросо-надвиговыми разломами различной вергентности с амплитудой до первых сотен метров.

Район деформаций северо-восточного простираания выделен также и в котловине Вартон – в Западно-Австралийской котловине (см. рис. 2). Образование деформаций, по данным глубоководного бурения и сейсмической стратиграфии, относят в целом к позднему миоцену (примерно 10 млн. лет). Общее простираание деформаций обусловлено характером кинематики Индийской и Австралийской плит [15, 19, 26, 41].

По данным глубинного сейсмического зондирования (рис. 4), слабо деформированные участки коры Центральной котловины характеризуются типичным для океанических котловин строением [14]. Мощность осадочного покрова увеличивается от $0.1\text{--}0.3\text{ км}$ на юге котловины до $3\text{--}4\text{ км}$ – на

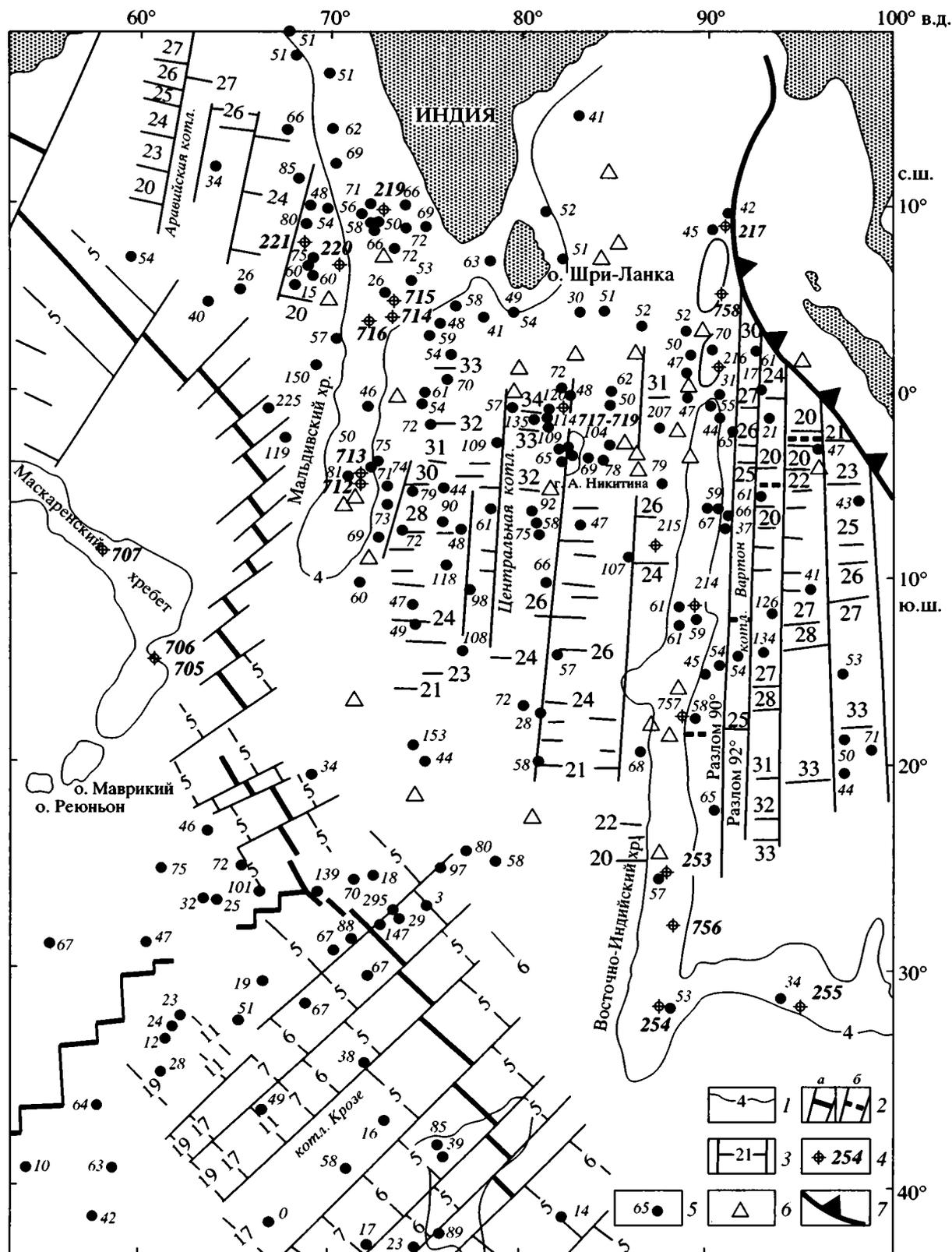


Рис. 1. Карта геотермической изученности центральной части Индийского океана

1 – изобаты, км; 2 – оси срединных хребтов: а – современных, б – палеохребтов и трансформные разломы; 3 – линейные магнитные аномалии, по [17, 36, 38, 39]; 4 – скважины глубоководного бурения; 5 – точки измерений плотности теплового потока, в мВт/м², по [2, 16, 18, 20]; 6 – эпицентры землетрясений; 7 – Зондская зона субдукции

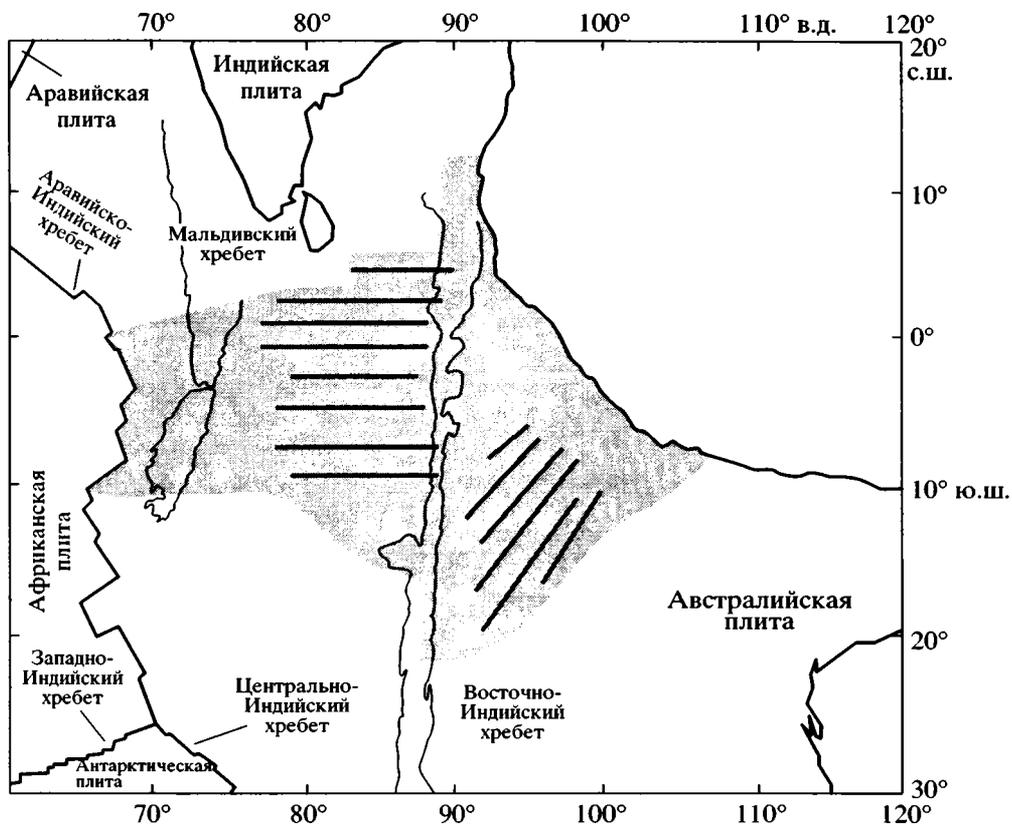


Рис. 2. Схема расположения области внутриплитных деформаций в центральной части Индийского океана (серая заливка). Прямые линии – простирания деформаций фундамента

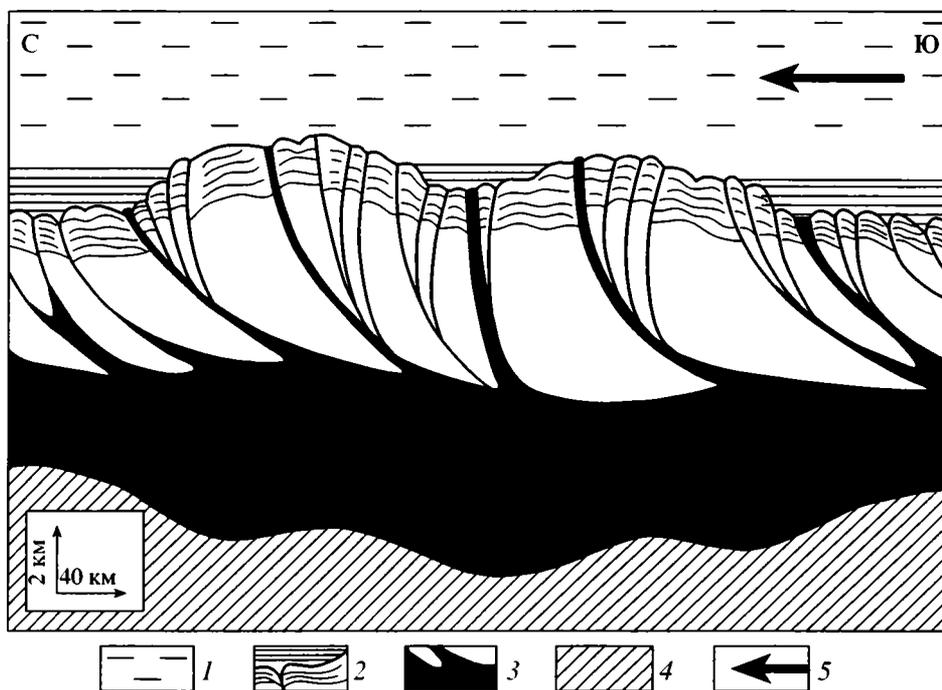


Рис. 3. Модель строения зоны тектонических деформаций Центральной котловины Индийского океана, по [2]
 1 – водный слой; 2 – осадки и блоки консолидированной коры; 3 – серпентиниты (черный цвет); 4 – мантия; 5 – направление сжатия

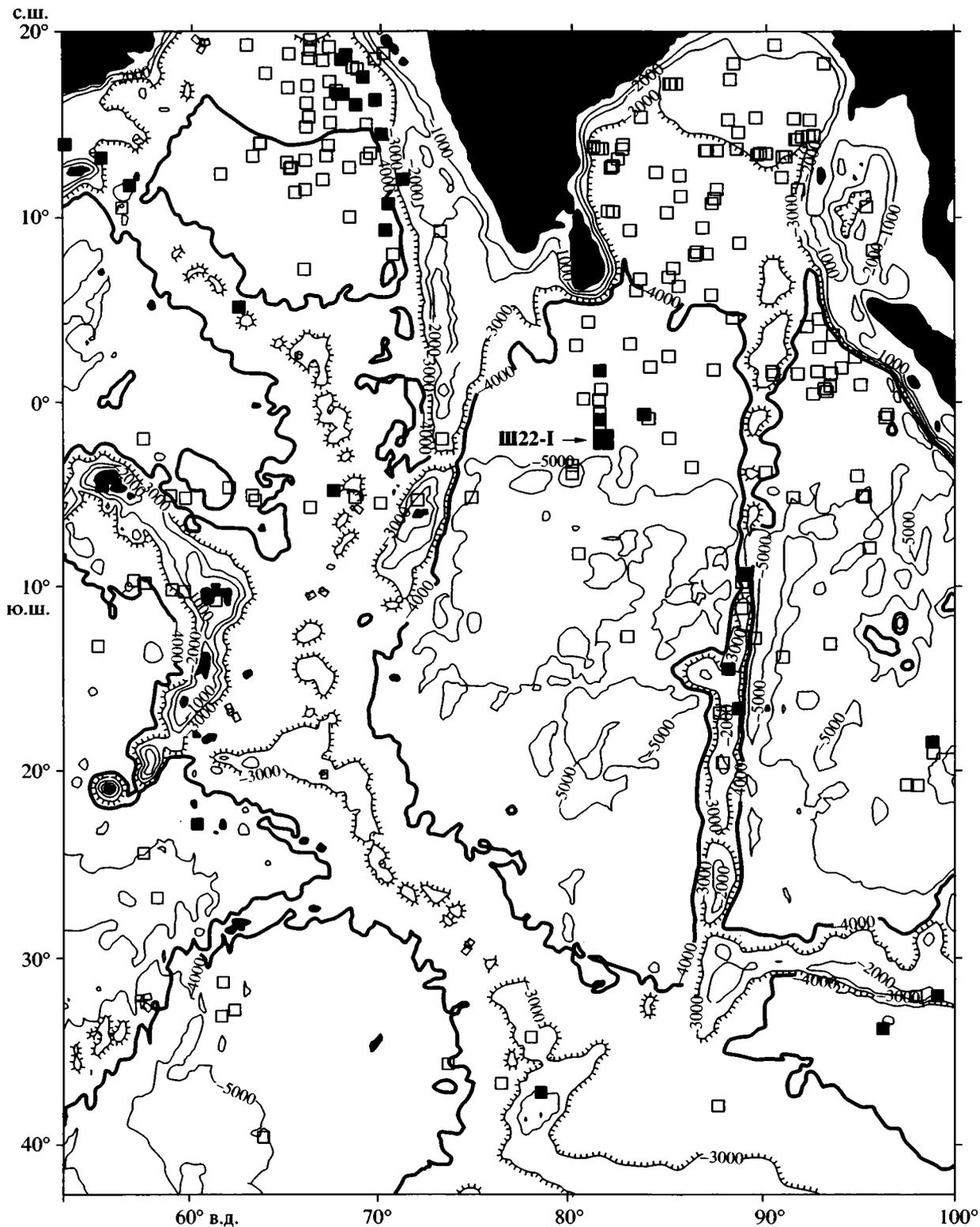


Рис. 4. Схема расположения профилей ГСЗ (квадратики) в центральной части Индийского океана с информацией о составе земной коры

Зачерненными квадратиками показаны профили, на которых обнаружен слой ЗВ со скоростями 7.2–7.6 км/с. Рельеф дна показан по данным спутниковой альтиметрии ЕТОР05 [40]; утолщенные изолинии – изобата 4000 м, изолинии со штрихами – изобата 3000 м. Ш22-I – положение полигона I 22-го рейса НИС “Профессор Штокман”

севере; средняя мощность второго слоя коры равна 1.2 км, скорость 5.0 км/с; средняя мощность третьего слоя равна 4.5 км, скорость 6.5 км/с. Общая мощность коры равна 5–7 км. Сильно деформированные блоки коры имеют аномальное, в сравнении с океаническим, строение. Здесь под осадками мощностью 1–2 км выделены слои со скоростями 6.1 и 6.9 км/с общей мощностью 6.5 км, которые подстилаются слоем 3В со скоростью 7.6 км/с, соответствующей серпентинизированным гипербазитам. Мощность этого слоя достигает 3 км.

Деформированные блоки коры имеют четкое отражение в поле силы тяжести: аномалии в свободном воздухе здесь достигают 80 мГал [48].

В зоне деформаций наблюдается высокая современная сейсмичность с магнитудой от 5.2 до 7.2. Сейсмичность сосредоточена между экватором и 10° ю.ш. в полосе субширотного простираения, которая пересекает Центральную котловину, Восточно-Индийский хребет и Кокосовую котловину и маркирует диффузную границу между Индийской и Австралийской плитами на участке примерно от 70 до 100° в.д. (см. рис. 2) [34, 44].

В Центральной котловине зафиксированы линейные магнитные аномалии 34–5, что соответствует возрастному интервалу 85–10 млн. лет (поздний мел–поздний миоцен) [17, 38]. Широко ориентированные магнитные аномалии смещены древними трансформными разломами (Индрани, Индира, разлом 86° и др.). Все это указывает на спрединговый характер образования Центральной котловины.

Имеется ряд гипотез образования внутриплитных деформаций в Центральной котловине [8]. Так, было высказано предположение о разделении Индо-Австралийской плиты по разлому вдоль Восточно-Индийского хребта, что вызывало формирование структур сжатия субширотного простираения [43]. В более поздних работах [51, 52] на основе детального анализа сейсмологических данных предложена гипотеза о диффузной границе между Австралийской и Индийской плитами, которая проходит по зоне деформаций и примерно совпадает с полосой сейсмичности, простирающейся с запада на восток от Центрально-Индийского хребта до о-ва Суматра (см. рис. 2). В соответствии с другой гипотезой [11], процесс образования тектонических деформаций котловины идет преимущественно на коровом уровне, что связано с проскальзыванием мантийной части литосферы по серпентинитовому слою под корой Индийского океана и ее субдукцией в районе Гималаев. В работе [15] на основе анализа тектоники региона высказано предположение, что в альпийскую эпоху тектогенеза в Центральной котловине возникла локальная зона коробления коры, осложненная сбросово-надвиговой текто-

никой и обусловленная нагнетанием мантийных масс встречными потоками из Гималайского пояса и Центрально-Индийского хребта.

Распределение теплового потока в Центральной котловине крайне неоднородно. Здесь, наряду с фоновыми значениями теплового потока 40 мВт/м², характерными для океанических котловин юрского и мелового возраста, многие величины превышают фоновые, достигая значений 200 мВт/м² и более. В районе блоков тектонических деформаций наблюдаются особенно высокие тепловые потоки, которые в несколько раз превышают фоновые значения древних океанических котловин [1, 2, 46].

На рис. 5, А дано распределение теплового потока в зависимости от возраста литосферы Центральной котловины. Возраст литосферы был определен по линейным магнитным аномалиям [18, 37]. Для построения теоретической геотермической кривой на рисунке было использовано соотношение, являющееся решением уравнения теплопроводности для геотермической (кристаллизационной) модели образования океанической литосферы [22, 33]:

$$q = \frac{\lambda T_a}{\sqrt{\pi a t}} = K / \sqrt{t} = 480 / \sqrt{t}, \quad (1)$$

где q – тепловой поток, мВт/м²; $\lambda = 3.2 \times 10^3$ мВт/м; K – коэффициент теплопроводности вещества литосферы; $T_a = 1350^\circ\text{C}$ – температура астеносферы; $a = 7.8 \times 10^{-7}$ м²/с – коэффициент температуропроводности вещества мантии; t – млн. лет, возраст литосферы.

Теоретическая геотермическая кривая (нижняя кривая) на рисунке должна тяготеть к максимальным тепловым потокам, отражая охлаждение и увеличение мощности литосферы за счет кристаллизации жидкой базальтовой компоненты вещества астеносферы в процессе спрединга. Однако эта кривая проходит примерно на 20 мВт/м² ниже кривой, аппроксимирующей максимальные тепловые потоки (верхняя кривая). Отсюда следует, что в Центральной котловине существует дополнительный источник тепла, который не учитывается при анализе процесса охлаждения движущейся литосферы плиты.

Были высказаны различные гипотезы о генезисе дополнительного источника тепла в Центральной котловине Индийского океана [4, 47], главной из которых является гипотеза о его магматической и серпентинитовой природе.

Существует мнение, что поднятия акустического фундамента зоны деформаций Центральной котловины характеризуются увеличенной мощностью второго (базальтового) океанического слоя вследствие внедрения разогретого магматического материала [16]. На это могут указывать интенсивные положительные аномалии теплово-

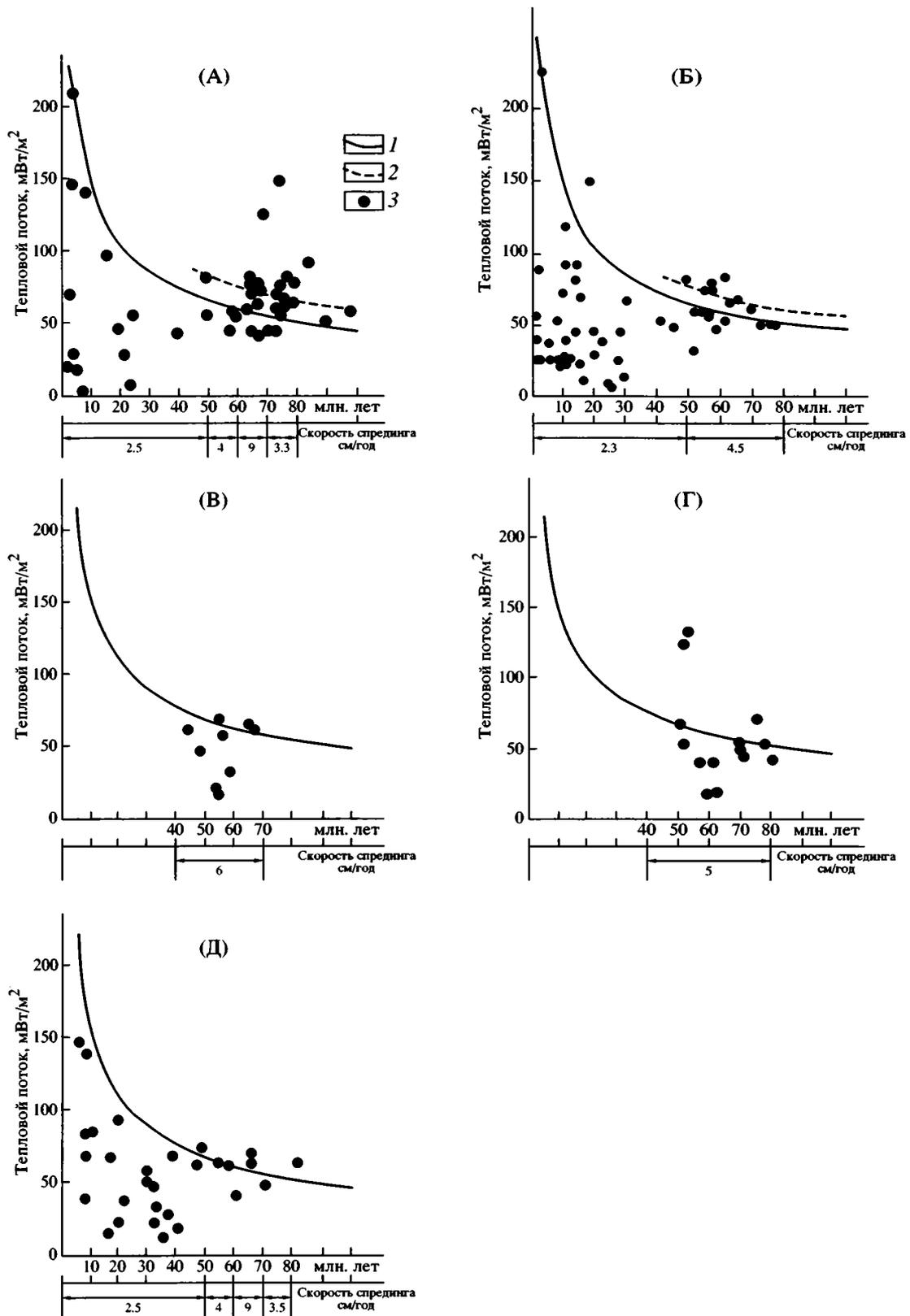


Рис. 5. Распределение теплового потока в зависимости от возраста дна: А – Центральная; Б – Аравийская; В – Коко-совая; Г – Западно-Австралийская; Д – Крозе котловины
1 – теоретическая геотермическая кривая; 2 – кривая, аппроксимирующая максимальные тепловые потоки; 3 – тепловые потоки, мВт/м²

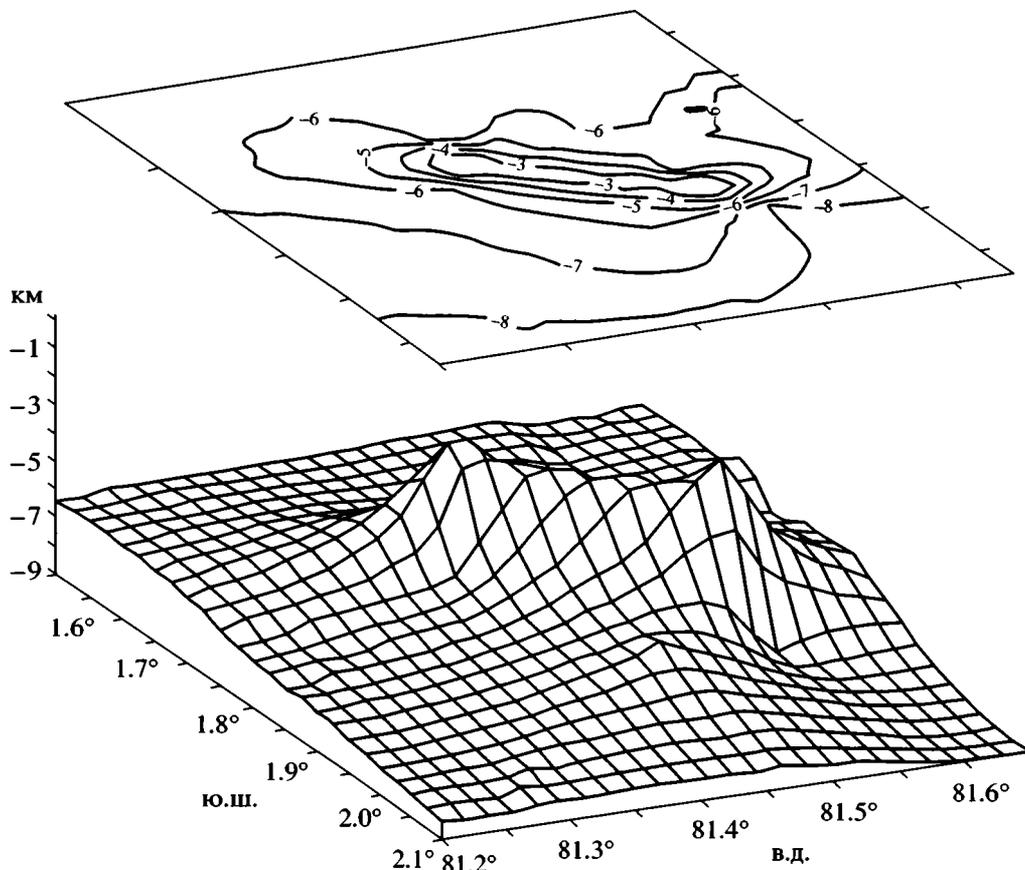


Рис. 6. Карта фундамента для одного из участков зоны деформаций в Центральной котловине Индийского океана (полигон Ш22-1), по [14]

Вверху – изолинии фундамента (глубины от поверхности дна океана, км), внизу – трехмерное изображение поверхности фундамента. Видно блоковое поднятие слоя с сейсмической скоростью 7.3 км/с, которое может быть связано с серпентинитовой протрузией. Положение полигона см. на рис. 4

го потока (до 200 мВт/м²), наблюдаемые в зоне деформаций (см. рис. 5, А). Широкое распространение магматизма в Центральной котловине в условиях тангенциального сжатия литосферы вследствие коллизии плит можно, в принципе, объяснить образованием в коре локальных растягивающих напряжений по механизму “pull apart”, т.е. косоугольного раздвигания, или же по механизму их простого раздвигания. Однако действие этих механизмов не подтверждается сейсмическими данными (был выполнен детальный анализ 11000 км сейсмических профилей, полученных в зоне деформаций) [3]. В целом, предположение о широком распространении магматических интрузий мало обосновано, поскольку дно котловины после столкновения Евразии с Индостаном находится в условиях нарастающего сжатия, являющегося неблагоприятным фактором для образования интрузий. Следует также отметить, что возраст вулканических пород, драгированных в зоне деформаций в районе поднятия Афанасия Никитина, древний, 70 млн. лет [47].

Альтернативным и более обоснованным механизмом дополнительного разогрева Индийской плиты является механизм серпентинизации [2]. Результаты структурного анализа данных непрерывного сейсмического профилирования в Центральной котловине также подтверждают наличие серпентинитов в нижней части деформированных блоков коры [3].

Сейсмическими исследованиями установлено, что в нижней части деформированных блоков Центральной котловины выделяются сейсмические скорости продольных волн 7.2–7.6 км/с, соответствующие слою серпентинизированных гипербазитов [14, 27, 29]. По данным сейсмической томографии [14], на одном из участков зоны деформаций, полигон Ш22-1 (см. рис. 4), обнаружено блоковое поднятие слоя с сейсмической скоростью 7.3 км/с (рис. 6), которое может быть связано с серпентинитовой протрузией. Недалеко от этого места зарегистрирован повышенный тепловой поток (109–204 мВт/м²), что поддерживает это предположение.

Здесь следует упомянуть о другой известной области деформаций литосферы – Азоро-Гибралтарской зоне разломов [35]. Тектонически эта зона связана с Альпийско-Гималайским складчатым поясом. В ее границах имеется ряд подводных поднятий, таких, как горы Корал Патч, Ампер, Хиронделл, хребет Горриндж. К юго-западу от банки Горриндж, в котловине Хосшу, в низах коры выделен слой с сейсмическими скоростями 7.2–7.6 км/с, соответствующий серпентинизированным гипербазитам. Бурение и драгирование подтвердили наличие серпентинитового материала в районе хребта Горриндж [12].

Выполненные расчеты показывают [2, 4], что наблюдаемые большие геотермические аномалии (до 150 мВт/м² и более) могут быть обусловлены экзотермической реакцией серпентинизации. Условия тектонической активности и разломообразования блоков коры в Центральной котловине способствуют проникновению порций придонной воды в верхнюю мантию, серпентинизации перидотитов и выжиманию нагретых серпентинитовых масс с нижнекоровых глубин к поверхности дна (см. рис. 3).

На нижних горизонтальных осях рис. 5, А отложены время и средние скорости движения (спрединга) Индийской плиты при ее северном дрейфе. Как уже отмечалось выше, 60–50 млн. лет назад в процессе “мягкого” торможения Индийской плиты началось резкое уменьшение скорости спрединга с 9 до 4 см/год. Во время “жесткого” столкновения (“жесткой” блокировки) Индийского и Евразийского континентов 50–40 млн. лет назад средняя скорость спрединга снизилась до 2.5 см/год. Рис. 5, А хорошо отражает такую последовательность в перестройке режима движения Индийской плиты на север.

АРАВИЙСКАЯ КОТЛОВИНА

Аравийская котловина (см. рис. 1) является западным фрагментом Индийской плиты и от Центральной котловины отделена Мальдивским хребтом. На северо-западе границей котловины является материковый склон Аравийского полуострова, который пересекает зона разломов Оуэн; на севере границей котловины служит хребет Меррея, а на юго-западе – Аравийско-Индийский срединный хребет.

Дно Аравийской котловины представляет собой слабо наклоненную на юг аккумулятивную равнину, связанную с конусом выноса терригенного материала реки Инд [9]. Глубина моря увеличивается с севера на юг от 3 до 5 км. Мощная осадочная толща подстилается фундаментом, по рельефу которого Аравийская котловина разделяется на две впадины – западную и восточную;

между ними расположен погребенный под осадками хребет Лакшми [31]. В западной впадине мощность осадков со средней скоростью сейсмических волн 2.5 км/с изменяется от 1.3 до 4.2 км (среднее значение 2.6 км). Второй слой коры имеет среднюю сейсмическую скорость 5.5 км/с и мощность 1.7 км, а третий слой – 6.8 км/с и 3 км, соответственно. Поверхность Мохо со скоростями 7.9–8.8 км/с расположена в среднем на глубине около 11.5 км ниже поверхности моря. В восточной впадине мощность осадков варьирует от 0.3 до 4.0 км. Ниже залегают слои со средними скоростями 5.4, 6.3 и 7.2 км/с и средними мощностями двух первых слоев соответственно 1.6 и 2.8 км. Мощность нижнего слоя не определена, и минимальная глубина Мохо оценивается в 17 км [31]. На хребте Лакшми осадки со средней мощностью около 0.5 км подстилаются слоем 2 (скорость 5.3 км/с, мощность 2.4 км), слоем 3А (скорость 6.2 км/с, мощность 4.5 км) и слоем 3В (скорость 7.2 км/с, мощность не определена). Таким образом, в Аравийской котловине слой 3В обнаружен только в ее восточной части, под хребтом Лакшми и в восточной впадине (см. рис. 4).

Аравийская котловина в целом характеризуется гравитационными аномалиями в свободном воздухе –(30–50) мГал; в зоне разломов Оуэн –(50–100) мГал [30].

В котловине выделены линейные магнитные аномалии 32–3, которые соответствуют временному интервалу 70–5 млн. лет (поздний мел–поздний миоцен). Магнитные аномалии субширотной ориентации смещены, как и в Центральной котловине, по древним трансформным разломам [18].

В Аравийской котловине наблюдается современная сейсмичность. Следует отметить, что ее магнитуда (5–5.9) в среднем заметно меньше, чем в зоне деформаций Центральной котловины (5.2–7.2) [42, 51].

Распределение теплового потока в Аравийской котловине, как и в Центральной, весьма неоднородно. Здесь превышение измеренного теплового потока над теоретическим может достигать 25% (см. рис. 5, Б). Наиболее высокие аномалии теплового потока в Аравийской котловине наблюдаются в районе скважины 221 глубоководного бурения судна “Гломар Челленджер”. Это указывает на то, что в Аравийской котловине, аналогично Центральной, наблюдается дополнительный источник тепла, не контролируемый геотермической моделью остывания океанической литосферы. Однако его величина (10 мВт/м²) примерно в 2 раза меньше, чем в Центральной котловине (20 мВт/м²) [2].

Наличие небольшого (10 мВт/м²) дополнительного теплового потока в Аравийской котло-

вине хорошо согласуется с концепцией частичной субдукции и частичной блокировки ее литосферы в районе желоба Макран [49]. Как уже отмечалось выше, Аравийская котловина является частью Индийской плиты. На процесс торможения движения литосферы котловины на север указывает уменьшение примерно в 2 раза скорости спрединга (с 4.5 до 2.3 см/год) 50–40 млн. лет назад, которое наблюдается в это же время и в Центральной котловине (см. рис. 5).

Дополнительный тепловой поток и отмеченное выше уменьшение скорости спрединга позволяют предположить существование в Аравийской котловине деформаций осадочного чехла и консолидированной коры, что подтверждается сейсмическими исследованиями, выполненными вблизи скважины глубоководного бурения DSDP 221 [50] (возраст базальтов фундамента по палеонтологическим данным 46 млн. лет). В связи с вышесказанным можно также ожидать в Аравийской котловине присутствие в низах кристаллической коры серпентинизированных перидотитов. На это указывает наличие в районе скважины DSDP 221 сейсмических слоев 3В со скоростью 7.2 км/с (см. рис. 4). Как уже отмечалось выше, экзотермическая реакция серпентинизации может являться источником наблюдаемого в котловине дополнительного теплового потока.

КОТЛОВИНА ВАРТОН

Котловина Вартон является частью Австралийской плиты. Горная цепь, расположенная между о-вом Рождества и Кокосовыми островами, разделяет котловину Вартон на Кокосовую и Западно-Австралийскую котловины.

Кокосовая котловина с запада ограничена Восточно-Индийским хребтом, а на северо-востоке – Зондской дугой. Дно котловины представляет собой слабо холмистую аккумулятивную равнину [9].

На большинстве профилей ГСЗ в Кокосовой котловине получена нормальная океанская кора [25]. Довольно тонкий осадочный слой (0.2–0.5 км) подстилается слоем 2 с сейсмическими скоростями 4.8–5.4 км/с и мощностями 1.0–2.5 км. Третий слой коры характеризуется сейсмическими скоростями 6.3–7.1 км/с, а его мощность варьирует от 3.0 до 6.0 км. Средняя мощность коры в котловине равна 7.6 км.

Гравитационное поле Кокосовой котловины весьма дифференцировано и характеризуется отрицательными аномалиями в свободном воздухе от –20 до –120 мГал [9].

Как уже отмечалось выше, диффузная граница, маркирующая границу между Индийской и

Австралийской плитами, имеет продолжение в Кокосовой котловине. Зона деформаций в Кокосовой котловине характеризуется меньшей степенью деформированности коры и более низким уровнем сейсмичности по сравнению с Центральной котловиной [42, 51].

В котловине Вартон в целом (в Кокосовой котловине и северо-западной части Западно-Австралийской котловины) выделены линейные магнитные аномалии 33–19 (возраст 80–42 млн. лет) [36–38]. Аномалии смещены по нескольким трансформным разломам, крупнейший из которых, разлом Инвестигейтор, хорошо выражен в рельефе дна. Аномалии маркируют работу древнего спредингового хребта, закончившего свое существование примерно 40 млн. лет назад.

Распределение теплового потока в Кокосовой котловине в интервале времени существования здесь спредингового хребта (67–42 млн. лет) находится в соответствии с теоретическим тепловым потоком (см. рис. 5, В). Это согласуется с представлениями о меньшей деформированности литосферы котловины в сравнении с литосферой Центральной котловины.

Западно-Австралийская котловина с запада ограничена Восточно-Индийским хребтом, на северо-востоке – Зондской дугой. Восточной границей котловины является подножье материкового склона Австралии, а южной границей – плато Натуралиста и Западно-Австралийский хребет.

Дно Западно-Австралийской котловины представляет собой равнину, местами осложненную положительными формами рельефа. Мощность осадков составляет 100–300 м, а у подножья материкового склона Австралии достигает 1 км [5]. Консолидированная кора, мощностью 5–7.5 км, имеет океаническое строение [25]. Второй слой коры мощностью 0.6–2.4 км характеризуется скоростями продольных волн 4.8–5.4 км/с; третий слой имеет мощность 2.5–6.2 км и сейсмические скорости 6.5–7.1 км/с; скорость на границе М равна 7.7–8.3 км/с. Следует отметить, что на одном из участков котловины в низах коры обнаружен слой 3В со скоростью 7.2 км/с (см. рис. 4).

Аномалии поля силы тяжести в свободном воздухе варьировать здесь от –40 до 10 мГал [28, 45].

Распределение теплового потока в Западно-Австралийской котловине (период времени 80–50 млн. лет) характеризуется в зоне деформаций двумя аномально высокими значениями 126 и 134 мВт/м² (см. рис. 5, Г), которые резко (на ~85%) превышают фоновое значение в 70 мВт/м². Эти значения близки аномальным значениям теплового потока (130–150 мВт/м²) Центральной котловины, измеренным также в зоне деформаций.

В 58-м рейсе НИС "Витязь" в Западно-Австралийской котловине на станции 7414 (16°38.5' ю.ш.; 90°17.5' в.д.) при драгировании дна были подняты обломки серпентинитового материала [5, 10].

Таким образом, наличие в котловине Вартон аномальных значений теплового потока, существенных деформаций коры, серпентинитов и сейсмического слоя 3В со скоростью 7.2 км/с, соответствующей серпентинитовым слоям, позволяет предполагать возможное присутствие в низах коры разогретых серпентинизированных масс.

КОТЛОВИНА КРОЗЕ

Морфологическими границами котловины Крозе являются Западно-Индийский и Центрально-Индийский срединные хребты (см. рис. 1). В южной части, между поднятием островов Крозе, ее размеры составляют около 1000 миль. В котловине преобладает волнистый рельеф, причем мощность осадков может достигать 500 м [9].

Сейсмический разрез консолидированной коры в котловине Крозе имеет типично океаническое строение. Здесь под осадочным чехлом залегает слой со скоростью продольных волн 5.5 км/с и мощностью 2 км (долериты), ниже залегает слой со скоростью 6.7 км/с и мощностью 2.5 км (габбро), на границе М скорость равна 8.1 км/с [25].

В пределах котловины Крозе не зафиксировано сколько-нибудь заметных землетрясений, т.е. дно котловины практически асейсмично [6].

В котловине выделены линейные магнитные аномалии 30–5, соответствующие возрасту 67–9 млн. лет (поздний мел–поздний миоцен). Магнитные аномалии, как и в Центральной котловине, смещены одна относительно другой по трансформным разломам [18].

Распределение теплового потока в котловине Крозе (см. рис. 5, Д) удовлетворительно следует теоретической геотермической кривой. Отклонение измеренных значений от этой кривой не превышает 15 мВт/м², что характерно для океанических котловин. Это указывает на то, что в литосфере нет дополнительного источника тепла. В целом, наблюдаемое распределение теплового потока в котловине Крозе предполагает здесь отсутствие значительно деформированных зон коры и, следовательно, малую мощность или полное отсутствие серпентинитов в ее нижней части. Это подтверждается материалами глубоководного бурения и низким уровнем сейсмичности котловины [23, 51].

Следует особо отметить, что рассчитанная по магнитным аномалиям средняя скорость спрединга в котловине Крозе (см. рис. 5, Д), так же, как в Центральной и в Аравийской котловинах, резко

уменьшается приблизительно в 2 раза (с 4 до 2.5 см/год) в период времени 50–40 млн. лет назад (магнитные аномалии 21–19), т.е. в период торможения Индийской плиты в процессе ее столкновения с Евразийским континентом. В этот же период времени (магнитные аномалии 21–19) во всех трех котловинах произошел резкий разворот более молодых аномалий против часовой стрелки приблизительно на угол 10° [18]. Это, вероятно, обусловлено изменением общей кинематической обстановки рассматриваемого региона вследствие начала коллизионных процессов. Коллизия Евразийской и Индийской плит явилась важнейшим геологическим событием в истории Земли за последние 50 млн. лет.

В котловине Крозе в рассматриваемое время также наблюдалась практически подобная картина изменения скорости спрединга (с 4 до 2.5 см/год), что и в Центральной и Аравийской котловинах (см. рис. 5).

Следует обратить внимание на то, что Антарктическая плита, к которой относится котловина Крозе, в этот период не находилась в процессе коллизии. Как показывает анализ палеогеодинамических реконструкций [7], плита отступала примерно в северном направлении вместе с зоной субдукции в соответствии с направлением спрединга. Данный факт позволяет предполагать, что на рубеже 50 млн. лет произошло существенное уменьшение скорости конвективных мантийных потоков не только Индийской, но и Антарктической плиты, которая не находилась в состоянии коллизии. Однако понять причины этого явления симметрии скоростей спрединга можно, только выполнив моделирование конвективных процессов, протекающих в мантии в районе Индийской и Антарктических плит.

ВЫВОДЫ

1. Анализ данных теплового потока зоны тектонических деформаций Центральной котловины Индийского океана указывает на существование в котловине дополнительного источника тепла (20 мВт/м²), не контролируемого геотермической моделью остывания литосферной плиты. Дополнительный источник разогрева этой зоны может иметь серпентинитовую природу, что подтверждается наличием сейсмических слоев со скоростями 7.2–7.6 км/с, соответствующих серпентинитам. В Аравийской котловине, как и в Центральной, наблюдается дополнительный источник тепла (10 мВт/м²), что также предполагает существование здесь деформированных участков дна и наличие серпентинизированных гипербазитов на границе кора–мантия. На существование серпентинитовых масс указывают обнаруженные в низах

коры котловины сейсмические слои со скоростями 7.2 км/с. Деформированность осадочного чехла и фундамента Аравийской котловины подтверждается материалами глубоководного бурения и сейсмического профилирования.

2. В котловине Вартон, в зоне развития тектонических деформаций (Западно-Австралийская котловина), зафиксированы два высоких значения теплового потока 126 и 134 мВт/м². Эти значения близки значениям (130–150 мВт/м²), зарегистрированным в Центральной котловине также в зоне деформаций, и превышают теоретические значения (70 мВт/м²) примерно на 85%. Присутствие аномально высоких значений теплового потока, наличие драгированных серпентинитов и слоя ЗВ со скоростью 7.2 км/с, соответствующей серпентинитовым слоям, позволяют предполагать возможное существование здесь в нижней части коры разогретых серпентинитовых масс.

3. Распределение теплового потока в котловине Крозе, в отличие от Центральной, Аравийской и Западно-Австралийской котловин, находится в соответствии с теоретической геотермической кривой. Отсутствие здесь дополнительного источника тепла не предполагает наличия серпентинитов в низах коры, что подтверждается данными ГСЗ (отсутствие слоя ЗВ) и согласуется с низким уровнем современной сейсмичности котловины.

4. В Центральной и Аравийской котловинах (Индийская плита) и в котловине Крозе (Антарктическая плита) около 50 млн. лет назад наблюдалось одновременное уменьшение примерно в 2 раза скорости спрединга, несмотря на существенные различия геодинамических условий движения плит. Синхронность изменения скоростей спрединга может быть обусловлена одновременным изменением скоростей конвективных мантийных потоков.

Работа выполнена при частичной поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 00-05-6473).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Вержбицкий Е.В.* Исследование теплового потока в Центральной котловине Индийского океана // *Океанология*. 1991. Т. 31. Вып. 5. С. 792–798.
2. *Вержбицкий Е.В.* Геотермический режим и тектоника дна акваторий вдоль Альпийско-Гималайского пояса. М.: Наука, 1996. 132 с.
3. *Вержбицкий В.Е., Левченко О.В.* Детальная структура области внутриплитных деформаций в Центральной котловине Индийского океана (результаты исследований на трех полигонах) // *Геотектоника*. 2002. № 6. С. 77–94.
4. *Вержбицкий Е.В., Лобковский Л.И.* Аномальный геотермический режим Центральной и Аравийской котловин Индийского океана // *Изв. РАН. Физика Земли*. 1993. № 11. С. 16–26.
5. *Геология и геофизика дна восточной части Индийского океана / Отв. ред. П.Л. Безруков, Ю.П. Непрочнов.* М.: Наука, 1981. 256 с.
6. *Геолого-геофизический атлас Индийского океана / Ред. Г.Б. Удинцев.* М.: АН СССР, ГУГК, 1975. 151 с.
7. *Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А.* Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 312 с.
8. *Казьмин В.Г., Левченко О.В.* Современные деформации индоокеанской литосферы // *Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность*. М.: Наука, 1987. С. 159–175.
9. *Канаев В.Ф.* Рельеф дна Индийского океана. М.: Наука, 1979. 253 с.
10. *Кашишцев Г.Л., Непрочнов Ю.П., Гринько Б.Н.* Генезис и эволюция Восточно-Индийского хребта // *Океанология*. 2000. Т. 40. № 6. С. 901–907.
11. *Лобковский Л.И.* Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 256 с.
12. *Матвеенков В.В., Альмухамедов А.И.* Состав ультрабазитов банки Горриндж (Атлантический океан) // *Геохимия*. 1994. № 4. С. 616–622.
13. *Непрочнов Ю.П., Безвербная В.В., Ельников И.Н.* Неоднородность земной коры в Центральной котловине Индийского океана по данным сейсмической томографии // *Докл. АН*. 1997. Т. 357. № 4. С. 519–523.
14. *Непрочнов Ю.П., Седов В.В., Ельников И.Н., Безвербная В.В., Буравцев А.А., Гринько Б.Н.* Строение земной коры в области внутриплитных деформаций в Центральной котловине Индийского океана // *Океанология*. 1995. Т. 35. № 2. С. 266–274.
15. *Пушаровский Ю.М.* Тектоника Индийского океана // *Геотектоника*. 1995. № 4. С. 73–91.
16. *Сычев П.М., Воробьев В.М., Лютая Л.М. и др.* Складчатые деформации осадочного чехла юго-запада Бенгальского залива (Индийский океан) // *Тихоокеанская геология*. 1987. № 1. С. 25–37.
17. *Шрейдер А.А., Зоненшайн Л.П., Бочарова Н.Ю., Кононов М.В.* Палеогеодинамические реконструкции Индийского океана за последние 70 млн. лет // *Геологическая история территории СССР и тектоника плит*. М.: Наука, 1989. С. 147–160.
18. *Anderson R.N., Langseth M.G., Sclater J.G.* The mechanism of heat transfer through the floor of the Indian Ocean // *J. Geophys. Res.* 1977. Vol. 82. P. 3391–3409.
19. *Cloetingh S.A.P.L., Wortel M.J.R.* Stress in the Indo-Australian plate // *Tectonophysics*. 1986. Vol. 132. P. 49–67.
20. *Cochran J.R., Stew D.A.V. et al.* Proc. ODP. Init. Reports. 1988. Vol. 116. College Station, TX. P. 356.

21. *Curray J.R., Moore D.G.* Growth of the Bengal Deep-Sea Fan and denudation of the Himalayas // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1971. Vol. 82. P. 563–572.
22. *Davies E.E., Lister C.R.B.* Fundamentals of ridge crest topography // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1974. Vol. 21. P. 405–413.
23. *Davies T.A., Luyendyk B.P. et al.* Initial reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington, D.C., U.S. Government printing office, 1974. Vol. 26. P. 295–325.
24. *Dercourt J., Zonenshain L.P., Ricou E. et al.* Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamir since the Lias // *Tectonophysics.* 1986. Vol. 123. № 1/4. P. 241–313.
25. *Francis T.J.G., Raitt R.W.* Seismic refraction measurements in the southern Indian Ocean // *J. Geophys. Res.* 1967. Vol. 72. P. 3015–3042.
26. *Gerbault M.* At what stress level is the Central Indian Ocean lithosphere buckling? // *Earth and Planetary Sci. Lett.* 2000. Vol. 178. P. 165–181.
27. *Leger G.T., Loudon K.E.* Seismic refraction measurements in the Central Indian Ocean Basin: evidence of crustal thickening related to interplate deformation // *Proc. Ocean Drill. Prog. Sci. Results.* 1987. Vol. 116. P. 291–309.
28. *Le Pichon X., Talwani M.* Regional gravity anomalies in the Indian Ocean // *Deep Sea Res.* 1968. Vol. 16. P. 263–274.
29. *Louden K.E.* Variations in crustal structure related to intraplate deformation: evidence from seismic refraction and gravity profiles in the Central Indian Basin // *Geophys. J. Int.* 1995. Vol. 120. P. 375–392.
30. *Matthews D.H.* The Owen fracture zone and the northern end of the Carlsberg Ridge // *Phil. Trans. Roy. Soc. London.* 1966. Vol. 259. P. 172–186.
31. *Naini B., Talwani M.* Structural framework and the evolutionary history of the continental margin of western India // *Studies in continental margin geology. AAPG Mem. Ser.* 1982. Vol. 34. P. 167–191.
32. *Neprochnov Yu.P., Levchenko O.V., Merklin L.R., Sedov V.V.* The structure and tectonics of the intraplate deformation area in the Indian Ocean // *Tectonophysics.* 1988. Vol. 156. P. 89–106.
33. *Parsons B., Sclater J.C.* An analysis of the variation ocean floor bathymetry and heat flow with age // *J. Geophys. Res.* 1977. Vol. 82. № 5. P. 803–827.
34. *Petroy D.E., Wiens D.A.* Historical seismicity and implication for diffuse plate convergence in the northeast Indian Ocean // *J. Geophys. Res.* 1989. Vol. 94. № 12. P. 301–319.
35. *Purdy G.M.* The eastern end of the Azores-Gibraltar plate boundary // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1975. Vol. 43. P. 123–150.
36. *Royer J.Y., Peirce J.W., Weissel J.K.* Tectonic constraints on the hot-spot formation of Ninetyeast Ridge // *Proc. ODP Sci. Results.* 1991. Vol. 121. College Station, TX. P. 763–776.
37. *Royer J.Y., Sandwell D.T.* Evolution of the eastern Indian Ocean since the Late Cretaceous: constraints from GEOSAT altimetry // *J. Geophys. Res.* 1989. Vol. 94. P. 13755–13782.
38. *Sclater J.G., Fisher R.L.* The evolution of the east Central Indian Ocean with emphasis on the tectonic setting of the Ninetyeast Ridge // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1974. Vol. 85. P. 683–702.
39. *Sclater J.G., Luyendyk B.P., Meinke L.* Magnetic lineations in the southern part of the Central Indian Ocean // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1976. Vol. 87. P. 371–378.
40. *Smith W.H.F., Sandwell D.T.* Bathymetric prediction from dense altimetry and sparse shipboard bathymetry // *J. Geophys. Res.* 1994. Vol. 99. P. 21803–21824.
41. *Stein C.A., Cloetingh S., Wortel R.* Kinematics and mechanics of the Indian Ocean diffuse plate boundary zone // *Proc. Ocean Drill. Prog. Sci. Results.* 1990. Vol. 116. P. 261–277.
42. *Stein S.* An earthquake swarm on the Chagos-Laccadive Ridge and its tectonic implications // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1978. Vol. 55. P. 577–588.
43. *Stein S., Okal E.A.* Seismicity and tectonics of the Ninetyeast Ridge area: Evidence for internal deformation of the Indian Plate // *J. Geophys. Res.* 1978. Vol. 83. P. 2233–2246.
44. *Stover C.W.* Seismicity of the Indian Ocean // *J. Geophys. Res.* 1966. Vol. 71. P. 2575–2581.
45. *Tomoda Y., Ozawa K., Sedawa J.* Measurement of gravity and magnetic field on board a cruising vessel // *Bull. Ocean Res. Inst. Univ. Tokyo*, 1968. № 3. P. 144–156.
46. *Verbitsky E.V., Drobia R.K., Zolotarev V.V. et al.* Heat Flow // *Intraplate deformation in the the Central Indian Ocean Basin* / Eds. Yu.P. Neprochnov, D. Gopala Rao et al. // *Geol. Soc. of India, Bangalore*, 1998. Memoir № 39. P. 71–86.
47. *Verbitsky E.V., Lobkovsky L.I.* On the mechanism of heating up of the Indo-Australian Plate // *J. Geodynamics.* 1993. Vol. 17. P. 27–38.
48. *Weissel J.K., Anderson R.N., Geller C.A.* Deformation of the Indo-Australian plate // *Nature.* 1980. Vol. 287. P. 284–291.
49. *White R.S., Ross D.A.* Tectonics of the Western Gulf of Oman // *J. Geophys. Res.* 1979. Vol. 84. № B7. P. 3479–3489.
50. *Whitmarsh R.B., Weser O.E., Ross D.A. et al.* Initial Reports of DSDP. 1974. Vol. 23. P. 1180.
51. *Wiens D.A.* Historical seismicity near Chagos: A complex deformation zone in the equatorial Indian Ocean // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1986. Vol. 76. P. 350–360.
52. *Wiens D., Demets C., Gordon R., Stein S., Argus D., Engeln J., Lundgren P., Quible D., Stein C., Weinstein S., Woods D.* A diffuse plate boundary model for Indian Ocean tectonics // *Geophys. Res. Lett.* 1985. Vol. 12. P. 429–432.

Рецензенты: М.Д. Хуторской,
Б.Г. Поляк, В.Е. Хаши

Deep Structure of the Central Indian Ocean Inferred from Geophysical Data

E. V. Verzhbitsky and Yu. P. Neprochnov

Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Nakhimovskii pr. 36, Moscow, 117851 Russia

Abstract—The integrated analysis of data on the heat flow and deep structure of the Earth's crust in the central Indian Ocean reveals additional heat sources ($10\text{--}20\text{ mW/m}^2$) beneath zones of tectonic deformations in the Central, Wharton, and Arabian basins that are inconsistent with the geothermal model of lithosphere cooling. These sources may be related to serpentinization of ultramafic rocks. This is confirmed by the seismic Layer 3B with velocities of $7.2\text{--}7.6\text{ km/s}$ characteristic of serpentinite is traceable in the lower crust. In contrast to these basins, the heat-flow distribution in the Crozet Basin is consistent with the theoretical geothermal curve. The lack of an additional heat source beneath this basin implies that serpentinites are absent here, as is evident from DSS records (the lack of Layer 3B), and is in agreement with the low seismicity of the basin. Despite the appreciable difference in the geodynamic regime of the respective plates, the spreading rate about 50 Ma ago decreased approximately twofold in the Central and Arabian basins (Indian Plate) and in the Crozet Basin (Antarctic Plate).

УДК 551.243.7

ЗОНЫ СДВИГОВЫХ ДЕФОРМАЦИЙ В ЛИТОСФЕРЕ И ИХ РОЛЬ В ЭНДОГЕННОЙ АКТИВНОСТИ ЗЕМЛИ

© 2005 г. В. Л. Русинов

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
119017, Москва, Старомонетный пер., 35*

Поступила в редакцию 06.10.2003 г.

Региональные зоны сдвиговых деформаций аккумулируют литосферные флюидопотоки благодаря структурной организации вещества горных пород в них, выражающейся в физико-механической анизотропии, ориентировке кристаллитов и обломков пород, расланцевании, плейчатости и пластическом течении пород. Механизм флюидопроводимости основан на свойстве трещин кливажа течения, согласно которому стенки трещин негладкие (шероховатые). Степень “негладкости” (шероховатости), оцениваемая коэффициентом шероховатости, определяет объем возникающих при сдвиге полостей и, следовательно, величину снижения давления в зоне сдвига. Области разуплотнения возникают при сдвиге даже в условиях стресса и высокого всестороннего давления. Вещество мантии гетерогенно, т.к. состоит из поликристаллических пород. Поэтому при сдвиге в ней возникают разрывы сплошности. В результате зоны сдвига являются наиболее вероятными флюидопроводниками и концентраторами флюидов и расплавов в литосфере, обеспечивающими массообмен между корой и мантией. Исследования процессов, происходивших в региональных зонах сдвига в Западном Тянь-Шане и Енисейском Кряже, а также анализ литературы показали важную роль зон сдвига в коровых гидротермальных и магматических процессах, а также выявили различия эффекта флюидных потоков в верхней и нижней коре. Если в нижней коре происходит магмообразование и транспорт флюидов при подчиненном рудоотложении, то в верхней коре осуществляется сброс рудной нагрузки и широкое развитие гидротермальных процессов. Приведены данные о тесной связи пластических деформаций в процессе сдвига с высокотемпературным метасоматизмом в рудных полях, свидетельствующие об иницировании гидротермальной активности деформациями сдвига. Эволюция региональных зон сдвига – процесс периодический, связанный с повторяющимися циклами истощения–наполнения мантийного источника флюидов. Эти осцилляции вызывают периодичность магматической и гидротермальной деятельности, включая эпохи рудообразования.

ВВЕДЕНИЕ

Эндогенная активность Земли, выражающаяся в тепло-массопереносе между геосферами и внутри них и в перемещениях блоков горных пород, локализована в зонах тектонической нестабильности (рифтах, границах плит, складчатых поясах с системами разломов и сдвигов и т.д.). Тепло-массоперенос в геологических масштабах осуществляется флюидными и флюидно-магматическими потоками, в результате деятельности которых в коре формируются гидротермально-магматические системы [39]. Магматические и гидротермальные процессы в зонах повышенной проницаемости активизируются тектоническими движениями и деформацией горных пород, но, в свою очередь, оказывают влияние на эволюцию геологических структур. В верхней коре до глубины 5–10 км широко развиты области растяжения, и основными каналами флюидной конвекции служат разломы, открытые трещины, зоны трещиноватости. Зоны сдвига играют здесь менее значительную роль. Глубже, особенно в нижней коре и мантии, области растяжения могут иметь лишь ограниченное, локальное значение при гос-

подствующем сжатии [28]. Главной формой тектонической активности там служат различные сдвиговые деформации, вызываемые стрессом. В связи с этим механизмы и само существование флюидных потоков в условиях сверхвысокого давления подвергается сомнению. Проведенные исследования выявили особые свойства пород в зонах сдвига, которые создают повышенную флюидопроницаемость таких зон даже при высоком всестороннем давлении.

Деформации сдвига в разнообразных условиях верхней коры детально и глубоко изучены и охарактеризованы в работах А.В. Пейве [28], Е.И. Паталаха [25], А.В. Лукьянова [16, 17], Б.М. Чикова [40]. Выявлено большое разнообразие морфологических типов геологических структур, связанных со сдвигом. В настоящей статье рассматривается роль деформаций сдвига в возникновении и транспорте флюидно-магматических потоков и тепло-массопереносе в литосфере, особенно на глубинных уровнях при высоком литостатическом давлении. С этой позиции принципиальными являются различия сдвигов, вызывающих хрупкие деформации и дезинтеграцию пород (ката-

клас), и сдвигов, сопровождаемых преимущественно пластическим течением пород, их складчатостью и расщеплением. Дробление и истирание в сравнительно узкой зоне сдвига мощностью от метров до десятков метров характерно для сдвигов, происходящих с большой скоростью и в основном при невысоком литостатическом давлении. При малой скорости сдвига в верхней коре, а также на большой глубине в нижней коре и мантии (давление выше 3–5 кбар) сдвиг в основном вызывает пластическое течение и милонитизацию, часто в широкой зоне мощностью до нескольких сотен метров. Определяя сдвиговые деформации такого типа, Е.И.Паталаха [25] называл их зонами смятия и подчеркивал широкое развитие в них пластического течения горных пород, как механизма тепло-массопереноса.

Учитывая это и исходя из поставленной задачи, круг структур, обсуждаемых в статье, ограничивается более глубинными срезами крутопадающих зон сдвига, имеющих протяженность несколько сотен километров и мощность несколько сотен метров, представленных зонами пластического течения со складчатостью и расщеплением горных пород и подчиненными разрывными нарушениями. В дальнейшем в статье структуры этого типа именуется региональными зонами сдвига (РЗС). РЗС называют также областями динамометаморфизма благодаря возникающей сложной многопорядковой складчатости, имеющей фрактальный характер [5], и расщеплению пород. По характеру деформаций выделяется 5 уровней глубинности в зонах динамометаморфизма [20]. РЗС, рассматриваемые в статье, соответствуют третьему–четвертому уровням этой классификации (квазипластическое и пластическое разрывообразование). Расщепление пород происходит при стрессе и обычно сопровождается сдвигами, которые вызывают направленное течение пород с перекристаллизацией минералов и линейной ориентировкой их зерен и обломков пород [25, 47]. Возникающая физико-механическая анизотропия увеличивает проницаемость зоны для конвекции флюидов. В свою очередь флюидная конвекция воздействует на развитие сдвига. Возникающие нелинейности, приводящие к периодичности и самоорганизации, проанализированы для разных геотектонических условий [18]. Ниже рассмотрены взаимоотношения флюидопотоков и деформаций сдвига на примерах разных глубинных уровней РЗС.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЗОНЫ СДВИГА В ВЕРХНЕЙ КОРЕ

Сдвиги в верхней коре происходят при невысоком всестороннем литостатическом давлении и сопровождаются, особенно у поверхности (глубина 0–5 км, давление до 2 кбар), открытыми тре-

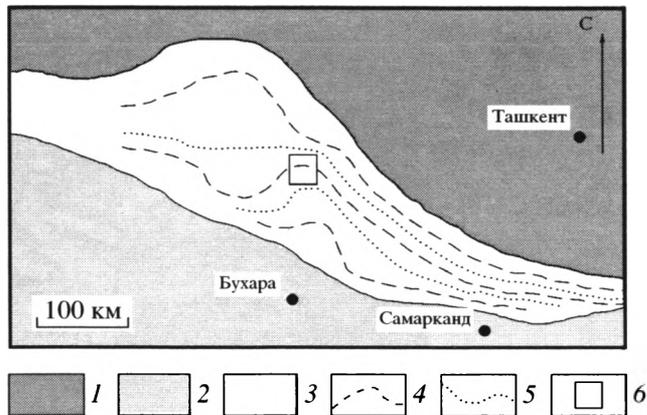


Рис. 1. Тектоническая схема Южно-Тяньшанского складчато-сдвигового пояса на основе материалов [22]
 1 – Казахстанский массив; 2 – Каракумская плита; 3 – Южно-Тяньшанский складчато-сдвиговый пояс; 4 – оси антиклиналей; 5 – оси синклиналей; 6 – Южный Тамдытау

щинами и катаклазом пород. Глубже возрастает роль милонитизации, и на глубинах 10–20 км (литостатическое давление 4–7 кбар) сдвиги должны сопровождаться преобладающим пластическим течением пород [47] и образованием закрытых трещин. Тем не менее РЗС на этих глубинах служат концентраторами проявлений магматической и гидротермальной активности, что свидетельствует о существовании там областей разгрузки флюидных потоков. По зонам сдвига в кору привносится характерный комплекс металлов, формирующих рудные месторождения. В комплекс металлов, концентрирующихся в РЗС, входят Au, Pt (и PGE), U, V и сопутствующие им в малом количестве Cr, Ti, Te, As, В. Металлы этого комплекса характерны для базит-гипербазитовых магм глубинного происхождения, поэтому концентрации этих металлов в терригенных толщах даже вне прямой связи с базит-гипербазитовым магматизмом свидетельствует об их мантийном источнике [7]. Взаимоотношения гидротермальных процессов (рудоотложения и метасоматизма) и магматизма с деформациями вмещающих пород изучались при участии автора в золоторудных полях Мурунтау (Западный Узбекистан) [36] и Советское (Енисейский Кряж) [35].

Герциньский складчатый пояс в Южном Тянь-Шане представляет собой систему сдвигов, крутых складок и зон расщепления, осложненную более поздними разломами. В районе Южного Тамдытау отмечается сближение осей складок и изменение их простирания с СЗ на широтное (рис. 1). Его структура здесь определяется несколькими крупными сдвигами широтного простирания, разделяющими пояс на серию узких крутопадающих пластин. Породы смяты в крупные и мелкие продольные складки. Внутри плас-

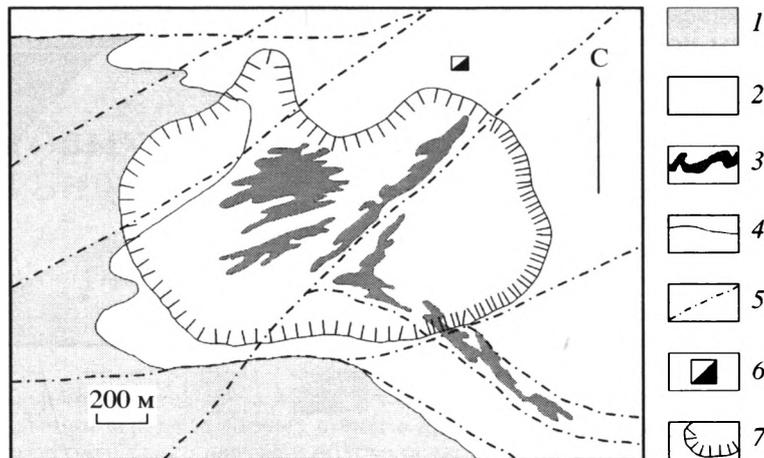


Рис. 2. Схема флексуорообразного строения Мурунтауского рудного поля по [22] с упрощениями
 1 – нерасчлененная бесапанская терригенная толща (D–C); 2 – рудоносная свита “пестрый бесапан”; 3 – рудные зоны;
 4 – геологические границы; 5 – главные сдвиги и сбросо-сдвиги; 6 – шахта; 7 – контур карьера

тин складчатость иерархически организована от крупных складок до пloyчатости [22]. Крылья складок рассечены коллинеарными сдвигами и сбросо-сдвигами.

Мурунтауское рудное поле, являющееся гигантским золоторудным объектом [22], приурочено к перегибу складчатого пояса в районе Южного Тамдытау. Оно заключено между двумя крупными продольными “правыми” сдвигами (рис. 2), в месте пересечения пояса сбросо-сдвигами СВ простирания. Сопряжение этих направлений ответственно за флексуорообразный изгиб складчатых структур в районе Тамдытау. Рудное поле сложено углеродистыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами терригенно-обломочной толщи нижнего палеозоя, метаморфизованными в фации зеленых сланцев 400 млн. лет тому назад. Спустя 110–120 млн. лет они подверглись интенсивному рассланцеванию и многопорядковой складчатости вплоть до пloyчатости в результате сдвиговых деформаций. К этому же времени относится начало мощного гидротермального процесса, продлившегося около 70 млн. лет. В результате процесса сформировались огромные запасы золота, а вмещающие породы были метасоматически преобразованы. Породы в пределах рудного поля рассланцованы неравномерно. Зоны сильного рассланцевания чередуются с интервалами слабее рассланцованных, более массивных пород. В рассланцованных породах сосредоточены биотит-полевошпатово-кварцевые метасоматиты, в которых наблюдается плоскостная ориентировка листочков биотита и линейная – обломков пород и кристаллитов (рис. 3а). Совместное действие сдвига и метасоматизма привело к образованию в зонах рассланцевания ритмичной полосчатости метасоматитов с чередованием по-

лос, обогащенных либо биотитом, либо полевым шпатом (рис. 3б). Подобные полосчатые структуры могут возникать как результат пластического течения пород [25]. Тела полосчатых метасоматитов повторяют контуры складок и пloyчатости, а полосчатость в них согласна со сланцеватостью пород. Именно к зонам сильного рассланцевания с ритмично-полосчатыми метасоматитами приурочены золоторудные тела (рис. 4). В тыловой, глубинной зоне биотитизации наблюдаются эвтектоидные выплавки аляскитовых гранитов, которые на глубине более 4 км по данным глубокого бурения (скв. СГ-10) постепенно переходят в сплошной интервал гранитов с признаками магматического замещения исходных пород.

Процесс рудообразования и сопровождающего метасоматизма пород был многостадийным. После формирования ритмично-полосчатых высокотемпературных биотит-полевошпатово-кварцевых метасоматитов ($T = 500\text{--}600^\circ\text{C}$; $P = 6$ кбар) [36] возникли скарновые ассоциации, слагающие полоски, линзы и прожилки, отчасти совпадающие с полосчатостью, отчасти секущие ее ($T = 400\text{--}500^\circ\text{C}$). Такие взаимоотношения позволяют предположить, что, если ранние метасоматиты сформировались синхронно с пластическими деформациями, то скарнирование происходило на их завершающей стадии и переходе к хрупким деформациям. Золото продолжало осаждаться при понижении температуры и сбросе давления в связи с образованием секущих трещин ($T = 200\text{--}300^\circ\text{C}$; $P = 2$ кбар) вследствие смены сжатия и пластических деформаций локальным растяжением и хрупкими деформациями.

Изложенные наблюдения в Мурунтауском рудном поле приводят к выводу о синхронности пластических деформаций и метасоматизма.

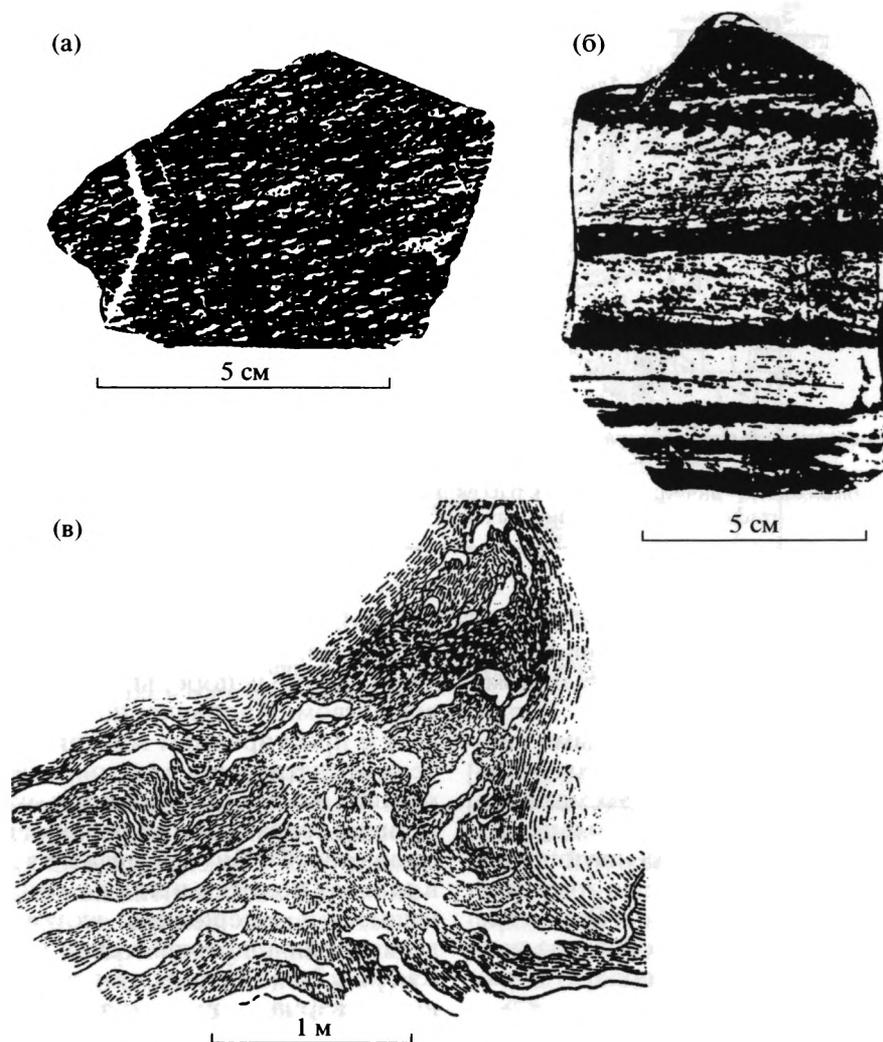


Рис. 3. Полосчатые биотит-полевошпатово-кварцевые метасоматиты и внутреннее строение кварцево-рудного тела
 а, б – фотографии образцов биотит-полевошпатово-кварцевых метасоматитов в месторождении Мурунтау (коллекция О.В. Русиновой): а – рассланцованный метасоматит со слабо проявленной полосчатостью и линейно ориентированными кварц-полевошпатовыми агрегатами и кристаллитами (светлое); темное – углеродистое вещество с биотитом; б – ритмично-полосчатая метасоматическая биотит-полевошпатово-кварцевая порода. Темное – полосы, обогащенные биотитом; светлое – кварц + полевоый шпат; в – зарисовка рудного тела на участке “кудрей” в месторождении Советское (Енисейский край), горизонт “81 сажени” [1]

тических деформаций сдвига и начала гидротермального процесса. Свидетельством этому служат: 1) высокие $P-T$ параметры раннего метасоматизма (биотит-полевошпатово-кварцевые полосчатые метасоматиты) и резкое снижение давления при переходе к хрупким деформациям на поздних стадиях метасоматизма и рудоотложения; 2) образование ритмично-полосчатых ранних метасоматитов, полосчатость которых согласна со сланцеватостью и складчатостью (механизм образования полосчатости предполагает сопряженность стресса, деформации сдвига и перекристаллизации минералов); 3) соответствие эволюции метасоматизма смене пластических деформаций хрупкими.

Система крупных сдвигов, проходящая через Енисейский Кряж, входит в состав региональной сдвиговой зоны Ишимбинского глубинного разлома [23, 26]. Енисейский Кряж представляет собой крупный антиклинорий на западной окраине Сибирской платформы. Простираение антиклинория Енисейского Кряжа совпадает с простираением Ишимбинского разлома, вдоль которого по данным сейсмической томографии выявлен перегиб изолиний скорости сейсмических волн [9]. В основании этой структуры располагается вытянутый в направлении СЗ–ЮВ мантийный “вал” [31].

Зоны сдвига пересекают ядро и юго-западное крыло антиклинория. В ядре смятию подверглись

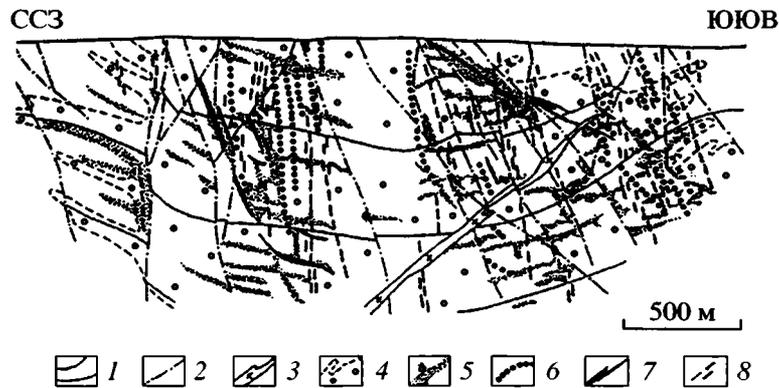


Рис. 4. Схема распространения метасоматических пород в разрезе через центральную часть рудного штоковерка Мурунтау по [22]

1 – границы свит; 2 – разломы; 3 – дайки; 4 – область рассеянной биотитизации; 5 – зоны биотит-полевошпатово-кварцевых метасоматитов; 6 – метасоматиты золотоносных жил; 7 – кварцево-рудные жилы; 8 – прожилково-вкрапленные рудные зоны

гнейсы протерозойской толщи, в которых заключены линзообразные, так называемые линейные тела (в отличие от интрузивных кольцевых комплексов) редкометальных карбонатитов Татарской зоны, ассоциирующие с нефелиновыми сиенитами. Такие линейные тела карбонатитов образуются при доминирующей роли метасоматизма в противоположность карбонатитам кольцевых магматических комплексов, кристаллизующихся в основном из расплава [11, 29]. Судя по тому, что аналогичные линейные карбонатиты в Вишневогорском комплексе (Средний Урал) образовались при давлении 7–8 кбар [29], можно полагать, что рассматриваемые карбонатиты формировались в нижней коре.

В вышележащей верхнепротерозойской толще метапелитов со слоями известняков в районе выходов Татарско-Аяхтинского гранитного батолита, в зоне сдвига заключен золоторудный район, включающий Советское и Олимпиадинское рудные поля. Вмещающие породы прорваны диабазовыми дайками Токминского комплекса – следами функционирования глубинного магматического очага – тоже верхнепротерозойского возраста (950 млн. лет) и более молодым гранитным батолитом Татарско-Аяхтинского комплекса (850 млн. лет). Батолит определяет температурно-метасоматическую зональность рудного района: вблизи батолита в радиусе нескольких километров (Олимпиадинское рудное поле) породы подверглись биотитизации, аналогичной таковой в Мурунтауском рудном поле. На значительном удалении от батолита (Советское рудное поле) преобразования пород более низкотемпературные (мусковит-хлоритовая температурная ступень).

Советское месторождение расположено на ЮЗ крыле антиклинали (простираение ЮВ–СЗ) в метапелитах, смятых в сложные складки более

высокого порядка с таким же простираением и рассеянных серией продольных сбросо-сдвигов, вдоль которых породы обогащены углеродистым веществом. Направление сдвигов в целом совпадает с простираением мантийного “вала”. Рудные тела представлены зонами окварцевания и сериями линз и жиллообразных тел окварцевания, залегающих согласно со складчатостью и сланцеватостью (рис. 5). Внутри рудных тел кварц образует в сланцах полоски и линзы, сложной формы, ветвящиеся и содержащие включения сланцев. На детальной зарисовке стенки шахтной выработки (см. рис. 3в) [1] видны извилистые выделения рудного кварца, почти полностью конформные с плейчатостью вмещающих пород. Морфология выделений кварца свидетельствует о тесной связи окварцевания со складчатостью и рассланцеванием пород (см. рис. 3в). Минерализация золота отлагалась в зонах окварцевания при $T = 450 - 380^\circ\text{C}$ и $P = 2 - 3$ кбар [35]. Отдельные кварцево-рудные линзы внутри рудных тел и сами рудные тела разделены интервалами слабо измененных пород. Такое ветвление рудных зон аналогично описанному выше в Мурунтауском рудном поле и свидетельствует о расщеплении флюидного потока на струи, фокусирующиеся в зонах интенсивного рассланцевания. Свидетельством глубинности корней гидротермальной системы в этой РЗС служит принос в зону рудоотложения, кроме золота, также металлов платиновой группы [13] и титана [35].

Таким образом, в РЗС Енисейского Кряжа вскрыты разные уровни глубинности. На глубинном срезе формировались синтетектонические линейные редкометальные карбонатиты (глубина порядка 20 км), а на верхнем уровне (глубина 6–8 км) проявился гранитный магматизм и отложилась синтетектоническая минерализация золота с повышенным содержанием платиноидов в рудах.

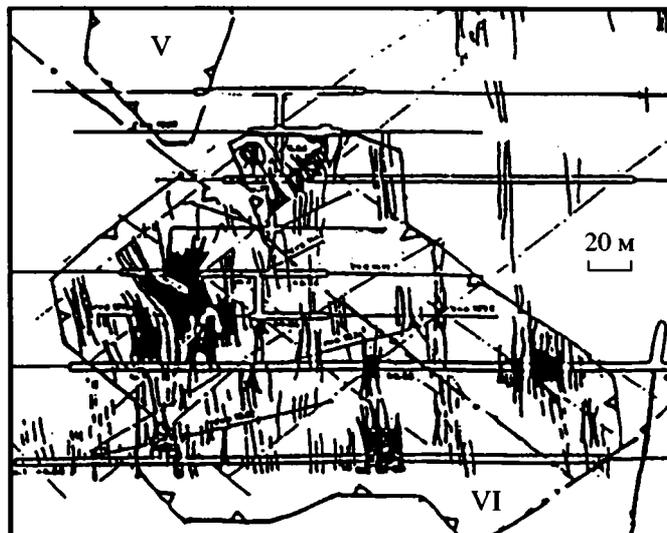


Рис. 5. Распределение и морфология золоторудных тел (черные) в вертикальном сечении (по шахтным выработкам месторождения Советское) по [35]

Штрихпунктир – разломы. Ломаными линиями ограничены рудные зоны, обозначенные римскими цифрами V и VI. Показаны шахтные выработки и подземные скважины

Общими чертами процессов, происходящих в РЗС на верхнекоровом уровне, являются: 1) широкое развитие гидротермальной деятельности при подчиненной роли магматизма; 2) совпадение начала гидротермальной активности с пластическими деформациями на ранней стадии сдвига; 3) привнос в область разгрузки глубинных флюидов (в зону рудоотложения) металлов из мантийного источника; и 4) преимущественно гранитный тип магматизма.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЗОНЫ СДВИГА В НИЖНЕЙ КОРЕ

В нижней коре (литостатическое давление 7–8 кбар и выше, глубина более 20–25 км) при деформациях сдвига возрастает роль пластического течения. Существенными отличиями процессов, происходящих здесь, являются ограниченное проявление гидротермального рудоотложения и окорудного послемагматического метасоматизма, но широкое развитие высокотемпературного натрового метасоматизма, формирование “линейных” редкометалльных карбонатитов и проявления щелочного и базит-гипербазитового магматизма.

Несмотря на ограниченное развитие процессов рудообразования в описанных в литературе РЗС нижней коры, в них отмечаются повышенные содержания редких металлов и флюидных компонентов мантийного происхождения. Так, породы в узкой (несколько метров шириной) зоне сдвига в Норвегии (район Лофотена), пересекающей магматический массив габбро-анортозитов

[44], содержат до 1 мас. % хлора, а также повышенные по сравнению с вмещающими породами содержания ванадия (до 450 г/т), циркония (до 70 г/т). Внутри зоны отмечены признаки пластического течения и минерального преобразования пород с возникновением эклогитовых и хлорсодержащих (биотит + гранат) ассоциаций ($P = 11–14$ кбар, $T = 650–700^{\circ}\text{C}$), что свидетельствует об активности эндогенного флюида, богатого хлором.

Своеобразными проявлениями активности глубинных флюидов в РЗС нижней коры являются массивы железистых кварцитов (Кольский п-ов, Криворожье и др.). Породы массивов интенсивно смяты в сложные складки, образующие иерархическую складчатую систему. Железистые кварциты, как правило, золотосны и содержат повышенные концентрации платиноидов. Характерной чертой структуры железистых кварцитов является ритмичная полосчатость руд, выраженная в чередовании полос, богатых минералами железа и бедных ими. Благодаря этой черте формации железистых кварцитов получили в зарубежной литературе название “полосчатые железистые формации” (Banded Iron Formations – BIF). Полосы повторяют узоры складчатости и плейчатости, обнаруживая аналогию с геометрическим фракталом Коха (рис. 6) [5, 6]. В железистых кварцитах Криворожского железорудного бассейна, приуроченных к зоне Лихмановского глубинного разлома [30], содержится золото-платиновая минерализация и широко проявлен натровый метасоматизм в виде образования эгирин-рибекит-альбитовых метасоматитов [3].

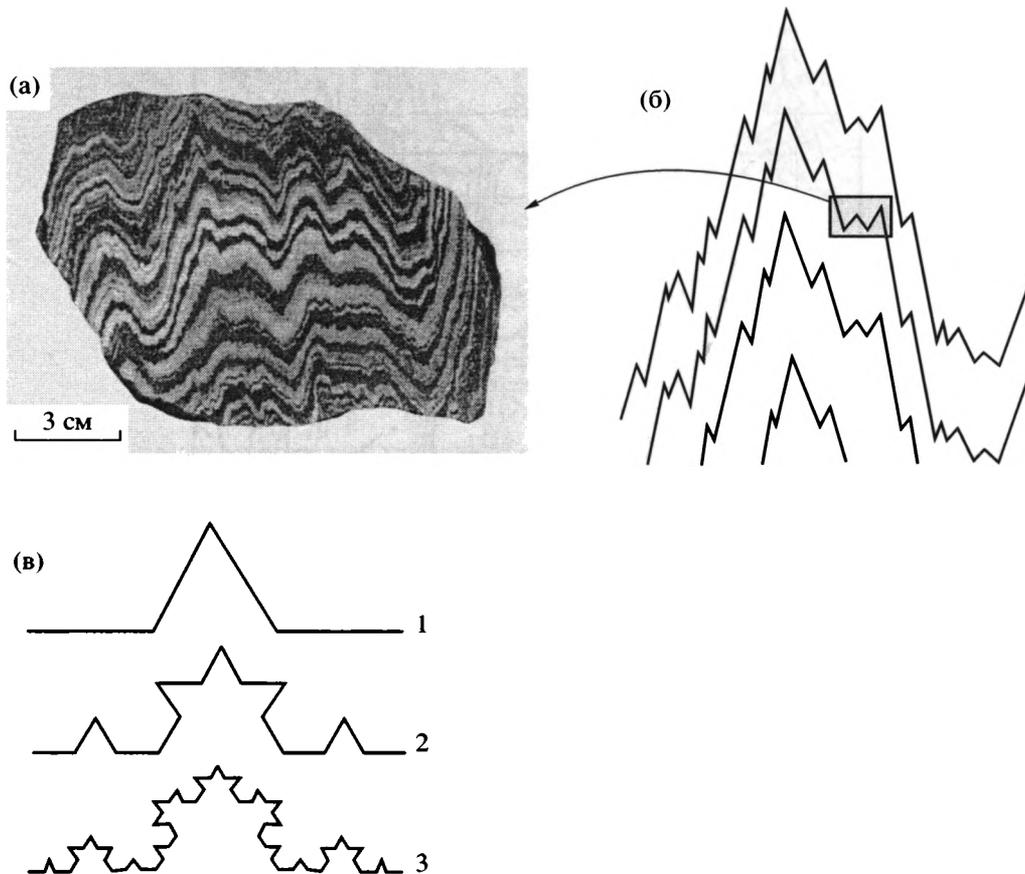


Рис. 6. Фрактальный характер складок в железистых кварцитах по [6]

а – фотография образца сложной складки (грюнерит-магнетитовый кварцит, месторождение “25 лет Октября” на Кольском полуострове); б – примерное положение образца “а” в более крупной складке; в – геометрический фрактал Коха, которым можно аппроксимировать подобные складки

В связи с развитием щелочного магматизма в некоторых РЗС сформировались упоминавшиеся выше “линейные” тела карбонатитов, которые имеют форму вытянутых линз и жил. Они конформны со сланцеватостью и складчатостью вмещающих гнейсов. Кроме карбонатитов Татарской зоны [14] к ним относятся редкометалльные карбонатиты Черниговской (Приазовье) [4] и Вишневогорской (Средний Урал) [29] зон, образовавшиеся на глубине порядка 25 км. В большинстве этих проявлений карбонатиты генетически связаны со щелочными нефелиновыми сиенитами и сопровождаются интенсивной фенитизацией и натровым метасоматизмом (альбитизацией) вмещающих пород. Карбонатиты содержат ниобиевую минерализацию, источник которой считается мантийным. Перечисленные особенности карбонатитов являются следствием конвекции глубинных гидротерм по зонам сдвиговых деформаций.

Характерные черты внутреннего строения РЗС в гранулитах нижней коры видны на примере РЗС в юго-восточной части о-ва Мадагаскар [45, 46], исследованной с помощью системы сейс-

мических профилей и геологического изучения поверхности. Серия параллельных и кулисообразных зон сдвига протяженностью от 100 до 800 км образует региональную структуру шириной до 100–120 км и протяженностью более 1000 км. В основании наиболее крупной зоны сдвига располагается мантийный плюм в виде вала на поверхности Мохоровичича (ему соответствует положительная гравитационная аномалия), а в верхней части зоны располагается прогиб фундамента, заполненный осадками (рис. 7). Для сравнения в цитированной работе охарактеризована небольшая зона сдвига, корни которой не достигают глубины мантии. Флюиды в крупной зоне имели мантийные изотопные метки, тогда как в мелкую зону вовлекались лишь коровые воды из вмещающих пород. В этой зоне не наблюдается гравитационной аномалии и, очевидно, в ее основании отсутствовал мантийный плюм, а конвекция флюидов ограничивалась пределами нижней коры.

В зеленокаменных поясах зоны сдвига широко распространены. Например, серия РЗС в зеленокаменном поясе Абитибиды (Канада) развивается на

основе узких прогибов докембрийской коры, возникших в результате растяжения и заполнения продуктами основного и, в меньшей степени, кислого вулканизма. Вулканогенно-осадочная толща обычно содержит интрузивные тела габброидов и ультрабазитов. Зоны этого типа отличаются от РЗС в терригенных толщах широким развитием основного магматизма и характером металлогении (большой ролью халькофильных металлов, в первую очередь меди, и обилием сульфидов в рудах).

В канадском кратоне Сьюпириор известно несколько зеленокаменных поясов (Рэд Лэйк, Абитибби и др.), в которых позже образовались РЗС, ориентированные вдоль простирания поясов. К РЗС приурочены проявления магнезиального метасоматизма (амфиболизации и биотитизации) и синтетектонические золоторудные кварцевые жилы. Как тела метасоматитов, так и кварцевые жилы конформны со сланцеватостью и складчатостью вмещающих пород [12, 48]. В околорудных метасоматических породах отмечается повышенное содержание хрома (в гранате, мусковите и ставролите), ванадия (в роскоэлите), бария (в микроклине), а также привнос бора (турмалин), Mo, W, Te, Bi, Se, Au и др. металлов [12]. Отмечены случаи привноса редкоземельных элементов. Например, в РЗС Вэст Хоггард (Алжир) обнаружено существенное обогащение пород легкими редкоземельными элементами цериевой группы [43].

Для РЗС некоторых зеленокаменных поясов, как, например, Абитибби, отчетливо выявляется два этапа их развития: 1) ранний, связанный с растяжением, внедрением в кору базитовой магмы и образованием прогиба, заполняемого вулканогенно-осадочной толщей с отложением синвулканических стратиформных колчеданных месторождений; 2) поздний, связанный с деформациями сдвига, складчатостью и рассланцеванием, сопровождаемыми синтетектоническим метасоматизмом и рудообразованием (руды благородных металлов).

Таким образом, РЗС на нижнекоровом уровне так же, как и на верхнекоровом, являются эффективными флюидопроводниками, транспортирующими флюиды из мантийного источника в верхнюю кору, где разгружается главная масса привносимых металлов.

МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ ПРОНИЦАЕМЫХ КАНАЛОВ В ЗОНАХ СДВИГА

Причина эффективности зон сдвига в качестве каналов конвекции глубинных флюидов состоит в структурной организации вещества внутри зоны. Такая организация включает интенсивную многоуровневую складчатость, рассланцевание пород и кливаж, сопровождаемые перекристал-

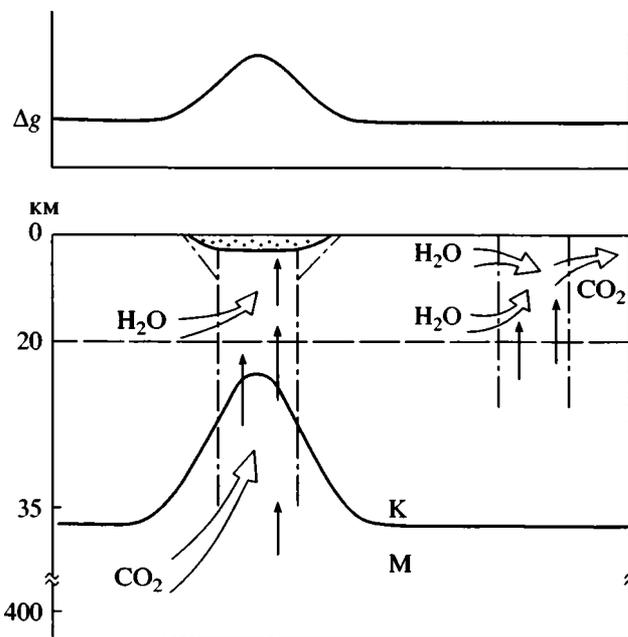


Рис. 7. Схематический разрез через зоны сдвига (крупную слева и мелкую справа) в юго-восточной части о. Мадагаскар и распределение флюидопотоков, составлена по данным [45, 46]

Штрихпунктирной линией обозначены ограничения зон сдвига и разломы, ограничивающие осадочный бассейн (обозначен точками). Вертикальные стрелки – восходящие потоки флюидов, широкие стрелки – вовлечение воды и углекислоты в зону сдвига. М – мантия; К – кора. Вверху показана аномалия Буге над зоной сдвига (над мелкой зоной, под которой нет мантийного плюма, аномалия отсутствует)

лизацией и переориентировкой зерен минералов. При образовании сжатых сложных складок возникают полости отслоения, а при пластическом течении формируются системы кливажных трещин и области пониженного давления. Согласно представлениям Е.И. Паталаха [25] и А.В. Лукьянова [17] наибольший эффект стресса в увеличении проницаемости зон сдвига достигается при сдвиговых деформациях с участием пластического течения пород. Весь комплекс механических деформаций сопровождается химическим взаимодействием флюид–порода. Зерна минералов приобретают линейную ориентировку, соответствующую направлению сдвига, о чем свидетельствуют геологические наблюдения и эксперименты [41]. Пластическое течение, сопровождаемое складчатостью и рассланцеванием, приводит к характерному для деформаций сдвига нарушению сплошности пород. В соответствии с экспериментальными данными [2] при пластическом течении в начальной стадии деформации сдвига возникают две системы мелких изолированных трещин (параллельных направлению сдвига и под углом около 45° к нему). При развитии процесса секу-

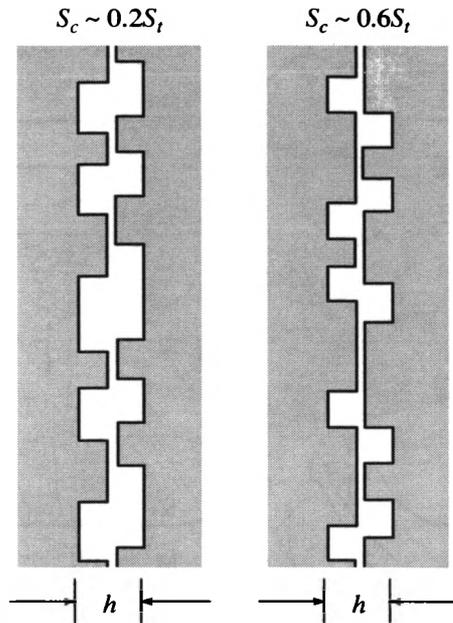


Рис. 8. Схемы строения закрытых трещин с разным значением коэффициента шероховатости стенок (K_r). Пояснения в тексте

щие (сколовые) трещины закрываются, а параллельные сдвигу развиваются и соединяются в систему, в которой затем возникают более редкие крупные трещины. Благодаря возникающим трещинам и полостям отслоения внутри зоны сдвига создаются области давления, пониженного сравнительно с окружающим недеформированным веществом. Механизм понижения давления в трещинах кливажа основан на неровности, или шероховатости (roughness), поверхностей трещин. Исследования разрушения материалов под нагрузкой [10] показывают, что стенки трещин из-за шероховатости не могут совершенно плотно прилегать друг к другу. Площадь их соприкосновения определяется коэффициентом шероховатости

$$K_r = (S_t - S_c)/S_t,$$

где K_r – коэффициент шероховатости, S_c – площадь соприкосновения стенок трещины, S_t – общая площадь поверхности трещины. Если принять в грубом приближении форму возникших полостей цилиндрической, а высоту одинаковой, равной максимальному расстоянию между стенками трещины (h), то отношение площадей равно отношению объемов:

$$K_r = (S_t - S_c)h/S_t h = V_p/V_t < 1,$$

где V_p – объем образующихся пустот; V_t – объем зоны шероховатости (рис. 8). Таким образом, потенциальная флюидоёмкость закрытой трещины определяется шероховатостью ее стенок, тогда как скорость извлечения в трещину флюидных

компонентов (поток ФК) является функцией градиента давления. Существование пустот в зоне трещины предполагает, что флюид там может находиться под давлением ниже литостатического. Величина снижения давления тем больше, чем более шероховата поверхность трещины

$$P_f = kP_L$$

(P_f – давление флюида в зоне трещины, в нашем случае – внутри зоны сдвига); $P_H/P_L < k < 1$; P_L – литостатическое давление; P_H – гидростатическое давление). Поток флюидных компонентов J_f в зону сдвига пропорционален разности давлений

$$J_f = DC_f(P_L - P_f), \quad (1)$$

(D – коэффициент диффузии; C_f – концентрация флюидных компонентов; P_f – флюидное давление в зоне сдвига). В предлагаемой модели принимается, что снижение давления и поступление летучих компонентов в зону сдвига может вызывать частичное плавление вещества в зоне. Плавление инициируется также процессом адиабатического сжатия и трением выделением тепла [42, 50]. Плавление нарушает линейную зависимость потока от давления, так как растворимость флюидных компонентов (ФК) в силикатном расплаве выше, чем в твердой породе

$$J_{f\Sigma} = (1 - \alpha)J_{fs} + \alpha J_{fm} = (1 - \alpha)J_{fs} + \alpha K_D J_{fs} = J_{fs}(1 - \alpha + \alpha K_D) = J_{fs}[1 + \alpha(K_D - 1)], \quad (2)$$

$J_{f\Sigma}$ – полный поток ФК; J_{fs} – поток в твердой породе; J_{fm} – поток в расплаве; α – степень частичного плавления; K_D – коэффициент распределения ФК между расплавом и твердой фазой ($K_D > 1$). В соответствии с (2) флюидный поток в зоне сдвига нарастает по мере увеличения α , хотя K_D при этом уменьшается. Таким образом, концентрация ФК в зоне сдвига является функцией степени плавления субстрата:

$$C_f = f_1(\alpha).$$

Но, поскольку α зависит от притока ФК ($\alpha = f_2(J_f)$), то $C_f = f_1[f_2(J_f)]$, что, учитывая (1) и (2), указывает на наличие обратной связи между потоком, концентрацией ФК и степенью плавления пород. Это определяет автокаталитический (саморазгоняющийся) характер процесса выноса ФК из субстрата в зону сдвига. Поток ФК переносит тепло к верхней части области плавления, способствуя ее росту вверх. Согласно такой модели поток ФК должен возрастать экспоненциально, но рост его ограничен истощением ФК в источнике. Концентрация в источнике регенерируется благодаря диффузии из внешней области за счет роста объема источника до критической величины. Последняя определяется уменьшением градиента концентрации ФК, при котором прекращается диф-

фузия до начала нового цикла. Периодический, автоколебательный характер эволюции сдвигов охарактеризован и исследован в [18, 34].

Итак, при деформациях сдвига в РЗС создаются условия для периодического функционирования флюидных потоков [32]. Проницаемость РЗС для флюидов обусловлена как структурной организацией вещества, так и лабильностью структуры, выражающейся в трансляции полостей в процессе сдвиговых деформаций. Последнее обстоятельство позволяет аппроксимировать РЗС системой соообщающихся трещин и объясняет наблюдаемое возрастание активности флюидопотока непосредственно во время сдвига. Главным фактором, определяющим концентрирование (стягивание) флюидов в зону сдвига, служит разность давления внутри зоны и литостатического давления. Движущей силой для восходящего флюидного потока в зоне сдвига является вертикальный градиент давления во флюидной колонне.

ВОЗМОЖНАЯ РОЛЬ РЗС В ФОРМИРОВАНИИ ФЛЮИДОПОТОКОВ В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Существование РЗС в мантии можно предполагать, основываясь на региональных геофизических профилях, прослеживающих сдвиговые структуры от коры до глубины более 100 км, как, например, структуру Енисейского Кряжа [9], а также по результатам сейсмической томографии и моделирования тепловых потоков в мантии, обнаружившим круто падающие плотностные неоднородности не только под окраинами, но и под внутренними частями континентов [38]. С другой стороны, приведенные выше свидетельства приноса в кору мантийного материала флюидно-магматическими потоками позволяют утверждать наличие в мантии каналов циркуляции флюидов. Возникающие в мантийных глубинах полости немедленно закрываются под действием сверхдавления, так что растяжение может возникать лишь локально, как сопутствующий эффект при смещении блоков мантии, то есть при сдвиге. Деформации сдвига происходят в обстановке сжатия, в том числе и при высоком литостатическом давлении, но при этом, как было показано выше, постоянно генерируют внутри себя области пониженного давления. В процессе сдвига такие области дилатансии генерируются на всем вертикальном протяжении сдвига, закрываются и вновь возникают. В результате, зона сдвига в целом во время деформации представляет собой устойчивую область пониженного давления, фокусирующую флюидопотоки и магматические колонны. Транстенсия, как показывают экспериментальные исследования, может сопровождаться транспрессией в окружающем субстрате [21]. Поэтому вокруг зоны сдвига возникают области повышенного

Сопrotивление сдвигу при высоком всестороннем давлении по данным из [37]

Минералы	Сопrotивление сдвигу (кбар) при общем давлении (кбар)				
	10	20	30	40	50
Андалузит	2.4	6.6	10.7	13.0	15.1
Анортит	2.2	7.6	11	14	14
Авгит	1.1	2.9	6.2	10	13
Бронзит	1.8	3.3	9	13	16
Диопсид	2.4	5.8	9	12	14
Гранат	–	–	–	–	17
Роговая обманка	1.1	3.0	6.3	10	13

Примечание. Прочерк – нет данных.

давления, способствующие растворению и извлечению в зону флюидных компонентов. При общем давлении порядка 40 кбар (глубина около 120–140 км, $T = 1500^{\circ}\text{C}$) снижение его на 10% уменьшает температуру плавления гранатового перидотита на 50°C и может вызвать начало плавления. Однако снижения P может оказаться недостаточно, но дополнительно плавлению благоприятствуют выделение фрикционного тепла и увеличение концентрации летучих в зоне. Сформировавшиеся флюидно-магматические струи облегчают скольжение блоков и могут функционировать после прекращения движений. Можно предположить, что эффективность предложенного механизма снижается при значительном уменьшении вязкости пород в мантии, которое препятствует транстенсии при сдвиге. Это предположение основывается на аппроксимации мантийного субстрата гомогенной непрерывной средой (жидкостью), в которой не должны возникать разрывы сплошности. Однако разрывы сплошности в мантии возникают, вызывая глубокофокусные землетрясения. Согласно расчетам [38], вязкость пород, действительно, падает от поверхности к основанию коры, но глубже, в мантии возрастает на несколько порядков. Кроме того, породы, слагающие верхнюю мантию, не могут аппроксимироваться жидкостью, так как они гетерогенны и представляют собой поликристаллическую субстанцию, сложенную минеральными зернами с фазовыми границами. Минералы обладают разной твердостью и упругими свойствами (таблица). При росте давления от 10 до 50 кбар сопротивление сдвигу возрастает у минералов и пород в 6–10 раз, причем различно для разных минералов. Поэтому даже под очень высоким давлением шероховатость стенок трещин на микро- и мезо-уровне вызывает разуплотнение. При углублении в мантию наряду с транстенсионным механизмом перемещение вещества в зоне сдвига

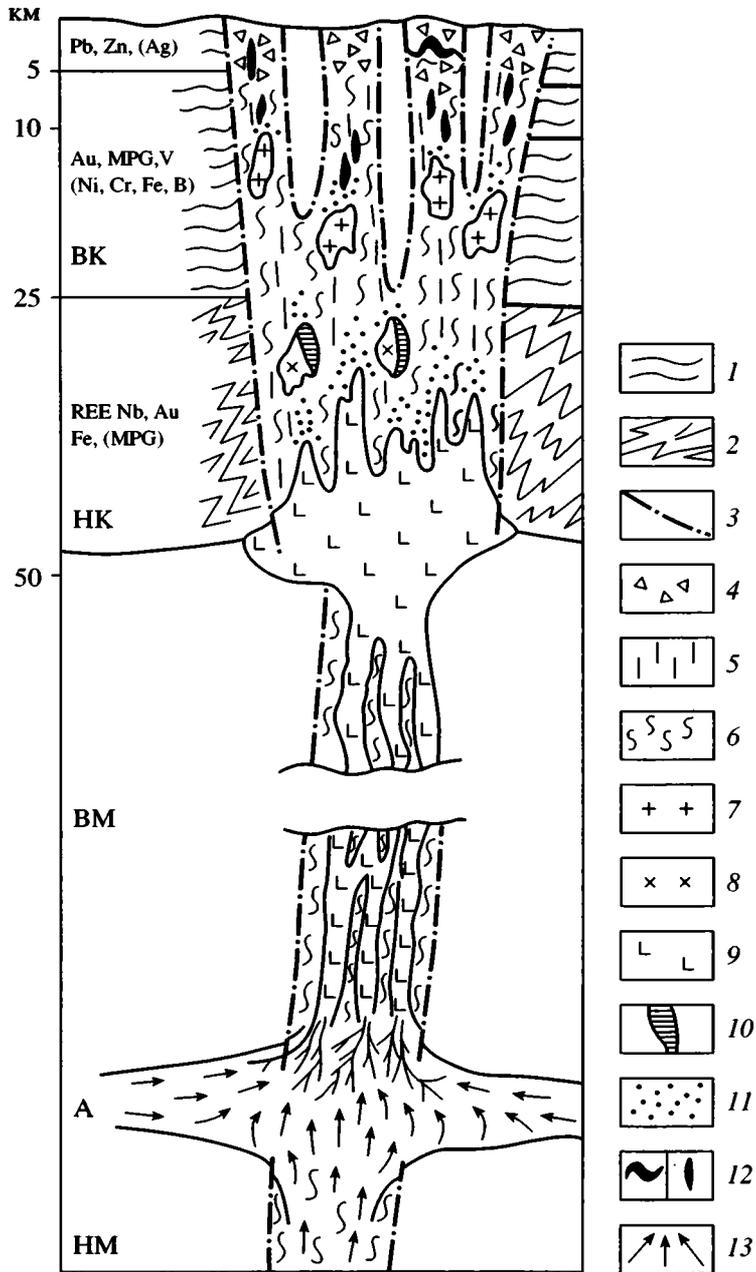


Рис. 9. Обобщенная схема геологического строения региональных зон сдвига в вертикальном сечении

1, 2 – вмещающие толщи пород; 1 – слоистый разрез верхней коры; 2 – гранулиты нижней коры; 3 – сдвиги, ограничивающие региональные зоны сдвиговых деформаций; 4–6 – типы деформаций пород в РЗС: 4 – преимущественный катаклиз, 5 – закрытые трещины сдвига, 6 – пластическое течение; 7–10 – магмы разного состава, преимущественно автохтонные: 7 – гранитные и диоритовые, 8 – нефелин-сиенитовые, 9 – карбонатитовые, 10 – базит-гипербазитовые; 11 – области базификации коры и магнезиального метасоматизма; 12 – области рудной минерализации; а – колчеданной синвулканической, б – прожилково-вкрапленной и метасоматической синтектонической; 13 – области частичного кластерного плавления, стрелки указывают направление движения кластеров к зоне из сегрегации

А – астеносфера; ВК – верхняя кора; ВМ – верхняя мантия; НК – нижняя кора; НМ – нижняя мантия

может быть связано также с кластерной проницаемостью согласно моделям взаимного проникания сред с разной вязкостью [24]. При любом из этих механизмов необходимо начальное нарушение сплошности в виде сдвига.

Таким образом, зоны сдвига могут служить эффективными концентраторами и проводниками флюидных компонентов в мантии. Следствием концентрации флюидных компонентов в мантийных зонах сдвига является частичное плавление

ние субстрата, которое приобретает массовый характер на уровне астеносферы. На этом уровне, по-видимому, формируются флюидно-магматические потоки в литосфере. Активность этих потоков выражается в явлениях флюидно-магматической базификации земной коры, мантийном метасоматизме, находках водосодержащих минералов в мантийных ксенолитах и т.д. Соответственно, можно предполагать, что зарождение флюидно-магматических потоков происходит в астеносферных линзах [33] (рис. 9). В свою очередь, литосферные флюидно-магматические потоки ответственны за формирование магматических систем, определяющих гидротермальную активность и металлогению блока коры. Между потоками и тектоническими деформациями возникают, по-видимому, обратные связи: потоки определяются тектоническими структурами, но сами формируют тектонически ослабленные зоны и трещины гидроразрыва.

Вопрос о существовании флюидных потоков в нижней мантии дискуссионен. Данные о плотностных и тепловых неоднородностях, распространяющихся вглубь Земли до границ ядра, и существующие представления о флюидных потоках от ядра через мантию позволили некоторым исследователям предположить в качестве исходного источника флюидных потоков Земли ее внешнее ядро [15, 19]. В таком случае именно зоны сдвига глобального характера могут быть генераторами и проводниками восходящих из внешнего ядра флюидно-магматических потоков. Такие планетарные структуры (и потоки вещества в них) должны быть прерывистыми из-за концентрического расслоения Земли с возникновением промежуточных очагов подплавления мантии.

Механизм функционирования флюидных потоков в РЗС имеет автоколебательный характер и коррелирует с глобальной периодичностью геологических процессов [33]. Возможность выхода флюидных потоков из ядра связывается исследователями с плотностными и температурными неоднородностями у границы ядро-мантия [15] и вихревыми движениями во внешнем ядре [8, 49]. Сопоставляя все приведенные данные, можно представить схему строения вертикального сечения РЗС в виде, изображенном на рис. 9. Формирование компактных флюидно-магматических колонн происходит в астеносфере, тогда как глубже в зоне сдвига, скорее всего, преобладают кластерное плавление и сложно разветвленная система тонких зон флюидизации. Строение РЗС дискретно меняется на геофизических границах. Так, на границе кора-мантия флюидно-магматический поток прерывается очагом базит-гипербазитовых магм, служащим источником флюидного потока в кору. Коровые флюидные потоки

ответственны за метасоматизм и плавление коры с образованием в нижней коре щелочных и габбодиоритовых, а в верхней коре – гранитных магм и за отложение соответствующей магматизму рудной минерализации. Тогда вертикальный разрез РЗС представляется в виде цепи подсистем, функционально связанных между собой по типу флюидный поток – источник так, что процессы на верхних горизонтах системы испытывают влияние мантийного источника.

Благодарности. Автор признателен И.Г. Кисину, Ю.А. Морозову и А.Л. Кулаковскому (ОИФЗ РАН) за конструктивное обсуждение работы и полезные замечания при подготовке рукописи к печати. Особую благодарность автор приносит А.В. Лукьянову, рецензировавшему статью, за ценные замечания и рекомендации по развитию исследований.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ, проект 04-05-65131.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бернштейн П.С., Петровская Н.В. Золоторудное месторождение Советское (Енисейский Кряж) // Геология главнейших золоторудных месторождений СССР. Т. 6. 1954. С. 1–160.
2. Борняков С.А., Шерман С.И., Гладков А.С. Структурные уровни деструкции в сдвиговой зоне и их отражение во фрактальных размерностях (по результатам физического моделирования) // Докл. РАН. 2001. Т. 377. № 1. С. 72–75.
3. Глаголев А.А. Метаморфические и метасоматические процессы в железистых кварцитах // Геология и полезные ископаемые древних платформ. М.: Наука, 1984. С. 105–108.
4. Глевасский Е.Б., Кривдин С.К. Докембрийский карбонатитовый комплекс Приазовья. Киев: Наукова думка, 1981. 152 с.
5. Горяинов П.М. Нелинейная тектоника. Апатиты: КНЦ, 1995. 215 с.
6. Горяинов П.М., Иванюк Г.Ю. Самоорганизация минеральных систем. М.: ГЕОС, 2001. 240 с.
7. Гурская Л.И. Платинометалльное оруденение черносланцевого типа и критерии его прогнозирования. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 208 с.
8. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.А. Об источниках мантийных плюмов // Докл. РАН. 2000. Т. 373. № 1. С. 84–86.
9. Егоркин А.В. Строение верхней мантии под Далдыно-Алакитским кимберлитовым полем по сейсмограммам ядерных взрывов // Геол. рудных местор. 2001. Т. 43. № 1. С. 24–37.
10. Иванова В.С., Баланкин А.С., Бунин И.Ж., Оксогов А.А. Синергетика и фракталы в материаловедении. М.: Наука, 1994. 218 с.

11. *Козарко Л.Н.* Новая концепция генезиса карбонатитов // Карбонатиты Кольского п-ова. СПб.: СПбГУ, 1999. С. 72–84.
12. *Кожевников В.Н., Голубев А.И., Рыбаков А.И.* Рудоконтролирующие факторы золотоносности в архейских зеленокаменных поясах (на примере Сьюпириор и Карельского кратона) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 1. Петрозаводск: КарНЦ, 1998. С. 5–21.
13. *Коробейников А.Ф.* Нетрадиционные комплексные золото-платиноидные месторождения складчатых поясов. Новосибирск: СО РАН, 1999. 161 с.
14. *Лапин А.В., Плошко В.В.* Формационно-морфологические типы и геолого-тектонические режимы формирования карбонатитов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 1. С. 66–73.
15. *Летников Ф.А.* Флюидный режим эндогенных процессов в континентальной литосфере и проблемы металлогении // Проблемы глобальной геодинамики. М.: ГЕОС, 2000. С. 204–225.
16. *Лукьянов А.В.* Стресс-метаморфизм (анализ понятия) // Структура линейментных зон стресс-метаморфизма. Новосибирск: Наука, 1990. С. 32–40.
17. *Лукьянов А.В.* Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 225 с.
18. *Лукьянов А.В.* Нелинейные эффекты в моделях структурообразования // Проблемы геодинамики литосферы. М.: Наука, 1999. С. 253–287.
19. *Маракушев А.А., Русинов В.Л., Зотов И.А., Панях Н.А., Перцев Н.Н.* Глобальные аспекты эндогенного рудообразования // Геол. рудных местор. 1997. Т. 39. № 6. С. 483–501.
20. *Метаморфизм и тектоника* / Ред. Е.В. Скляр. М.: ИНТЕРМЕТ ИНЖИНИРИНГ, 2001. 305 с.
21. *Морозов Ю.А.* Структурообразующая роль транс-прессии и трансенсии // Геотектоника. 2002. № 6. С. 3–24.
22. *Мурунтау* / Ред. Т.Ш. Шаякубов. Ташкент: ФАН, 1998. 430 с.
23. *Новожилов Ю.И., Гаврилов А.М.* Типизация золоторудных месторождений складчатых областей миогеосинклинального типа // Руды и металлы. 1995. № 5. С. 54–71.
24. *Панфилов М.Б., Панфилова И.В.* Осредненные модели фильтрационных процессов с неоднородной внутренней структурой. М.: Наука, 1996. 221 с.
25. *Паталаха Е.И.* Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. Алма-Ата: Наука, 1970. 215 с.
26. *Петровская Н.В., Тимофеевский Д.Л., Бородаевский Н.И.* Эндогенная зональность золоторудных полей и месторождений // Зональность гидротермальных рудных месторождений. М.: Наука, 1974. С. 56–74.
27. *Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов.* М.: Наука, 1987. 326 с.
28. *Разломы и горизонтальные движения земной коры* / Отв. ред. А.В. Пейве. М.: Наука, 1963. 327 с.
29. *Расс И.Т., Абрамов С.С., Русинов В.Л. и др.* Условия генерации и становления карбонатитов линейных зон и кольцевых комплексов // Традиционные и новые направления в минералогических исследованиях. М.: ИГЕМ-ВИМС, 2001. С. 126–127.
30. *Рудные месторождения СССР. Том 1* / Ред. В.И. Смирнов. М.: Недра, 1978. 352 с.
31. *Рундквист Д.В., Кравченко С.М.* Промышленные суперконцентрации металлов в литосфере // Геол. рудных местор. 1996. Т. 38. № 3. С. 298–303.
32. *Русинов В.Л.* Флюидные потоки в рудообразующих системах // Флюидные потоки в земной коре и мантии. М.: ИГЕМ РАН, 2002. С. 77–83.
33. *Русинов В.Л.* Базификация земной коры как механизм взаимодействия коры и мантии // Глобальные проблемы геодинамики / Ред. Д.В. Рундквист. М.: ГЕОС, 2003. С. 200–214.
34. *Русинов В.* За синергетиката на эндогенната система на Земята // Минно дело и геология (Болгария). 2003. № 4. С. 41–47.
35. *Русинова О.В., Русинов В.Л., Абрамов С.С. и др.* Околорудный метасоматизм и физико-химические условия формирования золоторудного месторождения Советское (Енисейский Кряж) // Геол. рудных местор. 1999. Т. 41. № 4. С. 308–328.
36. *Русинова О.В., Русинов В.Л.* Метасоматический процесс в золоторудном поле Мурунтау (Узбекистан) // Геол. рудных местор. 2003. Т. 45. № 1. С. 75–96.
37. *Справочник физических констант горных пород* (ред. С. Кларк мл.). М.: Мир, 1969. 543 с.
38. *Трубицын В.П., Рыков В.В.* Мантийная конвекция с плавающими континентами // Проблемы глобальной геодинамики. М.: ГЕОС, 2000. С. 7–28.
39. *Флюидные потоки в земной коре и мантии.* М.: ИГЕМ РАН, 2002. 217 с.
40. *Чиков Б.М.* Сдвиговое стресс-структурообразование в литосфере: разновидности, механизмы, условия (обзор проблемы) // Геология и геофизика. 1992. № 9. С. 3–38.
41. *Шерман С.И., Семинский К.Ж. и др.* Разломообразование в литосфере: зоны сдвига. Новосибирск: Наука, 1991. 286.
42. *Boeker E.* Fluid evolution in shear zones from the Late Archean Harare-Shamva-Bindura greenstone belt (NE Zimbabwe) // Preprint, Universiteit te Amsterdam, 1995. 180 p.
43. *Ferkous K., Leblanc M.* Gold mineralization in the West Hoggar shear zone, Algeria // Mineralium Deposita. 1995. Vol. 30. P. 211–224.
44. *Kullerud K., Flat K., Davidsen B.* High-pressure fluid-rock reactions involving Cl-bearing fluids in lower-crustal ductile shear zone of the Flakstadoy basic complex, Lofoten, Norway // J. Petrology. 2001. Vol. 42. № 1. P. 1349–1372.
45. *Pili E., Sheppard S.M.F., Lardeaux J.-M., Martelat E., Nicollet Ch.* Fluid flow vs. scale of shear zones in the

- lower continental crust and the granulite paradox // *Geology*. 1997. Vol. 25. № 1. P. 15–18.
46. Pili E., Ricard Y., Sheppard S.M. Lithospheric shear zones and mantle-crust connections // *Tectonophysics*. 1997. Vol. 280. № 1–2. P. 15–31.
47. Ramsaj J., Hubert M. The techniques of modern strain analysis. *Structural geology*. 1983. Vol. 1. P. 51–59.
48. Ronde De C.E.J., Spooner E.T.C., Wit De M.J., Bray C.J. Shear zone related Au quartz-vein deposits in the Barberton greenstone belt, South Africa: characteristics, fluid properties, and light stable isotope geochemistry // *Econ. Geol.* 1992. Vol. 87. № 2. P. 366–402.
49. Sumita I., Olson P. Laboratory model for convection in Earth's core driven by a thermally heterogeneous mantle // *Science*. 1999. Vol. 286. № 5444. P. 1547–1549.
50. Wood S.A., Spera F.J. Adiabatic decompression of aqueous solutions: application to hydrothermal fluid migration in the crust // *Geology*. 1984. Vol. 12. № 12. P. 707–710.

Рецензенты: А.В. Лукьянов, В.И. Коваленко

Lithospheric Shear Zones and Their Role in the Endogenic Activity of the Earth

V. L. Rusinov

*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry (IGEM),
Russian Academy of Sciences, Staromonetnyi per. 35, Moscow, 119017 Russia
e-mail: rusinov@igem.ru*

Abstract—Regional shear zones accumulate lithospheric fluid flows owing to the structural arrangement of the rock material therein expressed in physical and mechanical anisotropy, orientation of crystals and rock fragments, schistosity, crenulation, and ductile flow of rocks. The fluid filtration through shear zones is determined by properties of flow cleavage fractures with tortuous or rough walls. The roughness coefficient is a measure of cavity volume increment during shear deformation that determines the pressure drop within the shear zone. Domains of dilatancy arise in shear zones even under high stress and confining pressure. The mantle material consisting of polycrystalline rocks is inhomogeneous; therefore, the shear deformation leads to its rupture. As a result shear zones serve as the most probable conduits and concentrators of fluids and melts in the lithosphere that provide mass exchange between the Earth's crust and mantle. Investigations of processes that occurred in the regional shear zones of the western South Tien Shan and the Yenisei Range, as well as an analysis of published data, have demonstrated a significant role of shear zones in crustal hydrothermal and magmatic processes and differences in the effects of fluid flows through the upper and lower crust. If magma generation and fluid transport in the lower crust are accompanied by only subordinate ore deposition, in the upper crust the ore load is discharged and hydrothermal processes become widespread. The presented data testify to the close relationships between the ductile deformation in the process of shearing and the high-temperature metasomatism in ore fields. Thus, the shear deformation initiates the hydrothermal activity. The evolution of regional shear zones is a process consisting of recurrent cycles of exhaustion and replenishment of mantle fluid sources. These oscillations give rise to the cyclicity in magmatic and hydrothermal activities, including epochs of ore deposition.

УДК 551.242.3(4-015)

АНАЛИЗ ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ© 2005 г. **В. Н. Шолто***Институт физики Земли РАН, 123995, Москва, Большая Грузинская, 10*

Поступила в редакцию 24.11.2003 г.

Для исследования геологического прошлого и процессов эволюции земной коры наиболее действенным и сильным инструментом остается метод анализа фаций и мощностей отложений. Метод палинастических построений должен не противопоставляться методу фаций и мощностей, а дополнять и корректировать его, если в их основе лежат тщательно проверенные, не допускающие неопределенности исходные данные.

Количественная оценка режима тектонических движений позволяет сделать выводы о процессах эволюции на более надежной объективной основе. Предлагается попытка получить количественные критерии для сравнительной оценки палеотектонических реконструкций (на примере Средиземноморского подвижного пояса) на основе использования новейших компьютерных технологий (геоинформационные системы – ГИС) и современных математических разработок – показателей фрактальности.

В результате получены характеристики, позволяющие сравнивать между собой как отдельные стадии развития подвижного пояса, так и отдельные его сегменты (участки) внутри одного временного интервала. На этой основе получает надежное обоснование вывод о том, что при общей связности структуры подвижного пояса его сегменты обладают определенной автономией, которая становится более выразительной на стадиях активного развития. Кроме того, достаточно определенно выявляется, что современная закономерная линейно-петельчатая структура Средиземноморского подвижного пояса предопределена всей геологической историей его развития, т.е. может рассматриваться как унаследованная.

ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Восстановление последовательных этапов эволюции земной коры всегда было главнейшей, центральной задачей тектонических исследований. Без этого невозможно приступить к решению проблемы причин и движущих сил тектогенеза. Палеотектонические реконструкции, представленные в виде серии карт либо вертикальных сечений-профилей, остаются важнейшим инструментом для анализа геологической и тектонической истории. Такие реконструкции, независимо от того, выполнены они в виде традиционных картографических материалов на бумаге или с применением современных компьютерных технологий, являются, по существу, графическими моделями процессов преобразования земной коры. В том случае, когда на профилях показана не только приповерхностная обстановка – поднятия, прогибы, но и более глубокие недра земной коры и литосферы, в них неизбежно вносится гипотетический элемент, отражающий взгляды автора. Поэтому так важно в этих моделях соблюдать истинное соотношение масштабов – горизонтального и вертикального (1 : 1), поскольку часто используемое на профилях преувеличение вертикального масштаба искажает структуру (увеличивает углы наклона всех границ). Она предстает в далеком от реальности виде, от чего трудно отре-

шиться при визуальном восприятии и дальнейшем анализе таких реконструкций.

Палеотектонические реконструкции долгое время основывались исключительно на методе анализа фаций и мощностей отложений. Идея изучения тектонических движений на основе использования палеогеографических реконструкций была высказана еще А.П. Карпинским [16], а метод тектонического анализа мощностей отложений был предложен Н.С. Шатским [35, 36]. Картографическое изображение распределения мощностей отложений на площади в виде карт изопакит было предложено еще в начале XX в. на угольных месторождениях мелового и третичного возраста в работе Д.С. Роджерса и Ч.Е. Лешера [45]. Однако наиболее полно и последовательно метод фаций и мощностей для анализа тектонических движений был разработан и использован В.В. Белоусовым на примере Большого Кавказа [7, 8], а затем распространен на всю Восточно-Европейскую платформу [9]. Метод анализа фаций и мощностей отложений почти сразу же получил развитие в разработанном А.Б. Роновым объемном методе исследования колебательных движений земной коры [29], дававшем количественные оценки важнейших сторон тектогенеза.

Нельзя сказать, что метод фаций и мощностей сразу же получил безоговорочное признание. Во-

круг его возможностей адекватно отражать тектонические обстановки геологического прошлого возникла серьезная дискуссия [13, 20]. Отмечалось, что в тектонически активных геосинклинальных областях нередко возникают условия некомпенсированного прогибания, а это неизбежно приводит к ошибкам в оценке размеров прогибания без одновременного анализа фаций. Однако теоретическое осмысление осредняющего влияния больших по продолжительности отрезков времени, а также практическое использование этого метода во многих регионах способствовали тому, что он занял прочное место и стал неотъемлемой частью тектонических исследований. От отдельных региональных палеотектонических реконструкций большие коллективы авторов перешли к составлению атласов, охватывающих значительные части континентов, целые континенты, и, наконец, атласам глобального охвата, включающим в анализ не только фанерозой, но и доступные для изучения части докембрия [3–5]. Все это достаточно хорошо известная история развития тектонических исследований.

В 1969 г. на VII сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока академик А.В. Пейве, оценивая представленные материалы, сказал, что приведено огромное количество новых фактических данных, касающихся Сибири и Дальнего Востока. Но история геологического развития анализируется преимущественно вертикально, а надо научиться анализировать ее латерально. Это был, по существу, призыв к внедрению в практику тектонических исследований палинспастических реконструкций. И нужно отметить, что этот призыв прозвучал вполне своевременно и нашел широкий отклик. Хотя, справедливости ради, надо сказать, что впервые метод палинспастических реконструкций был предложен американцем М. Кеем еще в 1945 г. [44]. Он продемонстрировал необходимость учета горизонтальных перемещений, анализируя системы разновозрастных надвигов Северо-Американского континента и показав методику построения палинспастических карт. Но в то время это не получило должной оценки и не нашло широкого применения. И только с появлением концепции тектоники литосферных плит палинспастические реконструкции стали широко входить в практику тектонических исследований.

Вообще говоря, требование учитывать при реконструкции обстановок осадконакопления геологического прошлого горизонтальные смещения, которые произошли в последующем, кажется вполне правомерным. И было бы совершенно логично, если бы метод фаций и мощностей был дополнен или объединен с методом палинспастических реконструкций, о чем писал основоположник метода построения палинспастических карт М. Кей – использовать их как дополнение к кар-

там изопакит [44]. Однако этого не произошло. Случилось так, что возникло обычное противостояние: либо-либо. Какие-то группы исследователей продолжали использовать метод фаций и мощностей, другие – при восстановлении тектонической истории – метод палинспастических реконструкций. Очевидно, в этом сказалось традиционное разделение геологического сообщества на сторонников примата либо вертикальных, либо горизонтальных движений и сил, впоследствии оформившееся в противостояние “фиксистов” и “мобилистов”.

Однако методом в полном смысле этого слова палинспастические реконструкции так и не стали. Имеется в виду, что метод только тогда можно считать по-настоящему сформулированным и разработанным, когда из одних и тех же исходных данных любой исследователь, пользуясь определенным сводом правил (алгоритмом), может получить сходный или близкий результат. В случае же палинспастических реконструкций слишком велика неопределенность исходных данных о масштабах горизонтальных перемещений. Хорошо известно, что оценки амплитуды смещения по таким знаменитым, я бы сказал, сдвигам, как Сан-Андреас или Таласо-Ферганский, разными исследователями оцениваются от нескольких сотен километров до первых десятков, а иногда даже нескольких километров. Точно так же различаются оценки перемещения несомненных покровов или размеры горизонтальных сокращений складчатых областей. Кроме того, разные авторы и группы исследователей используют для таких оценок свидетельства, получаемые разными методами: геологическими, палеомагнитными, а в последнее время и данные космической геодезии. В некоторых случаях применяется весь комплекс разнородных материалов с попыткой получить согласованный результат, а когда это не удастся, исследователь вынужден принимать “волевое” решение, которое, естественно, базируется на его идейных позициях. Об этом придется более подробно говорить в дальнейшем.

В результате получают плохо согласующиеся, противоречивые реконструкции тектонической истории одного и того же региона, как это можно видеть на примере палеозойской истории “Туркестанского океана” [10, 12, 14, 17]. И крайне трудно решить, какой из этих реконструкций отдать предпочтение, какая из них более реалистична. Не всегда понятно, как новые данные соотносятся с более ранними, – опровергают их или входят с ними в противоречие, а прежние просто отбрасываются. Вопросов, не находящих ответа, возникает много.

В концепции тектоники плит прочно утвердилось представление, что Индостан, проделав многотысячекилометровый путь, приключился к Ев-

разийской плите в конце эоцена или когда-то в неогене. Причем во многих работах столкновение Индии с Азией считается главной причиной, породившей всю систему горных цепей и соответствующих деформаций Центральной Азии. И это несмотря на то, что с 1968 г. до настоящего времени опубликовано более двадцати работ, где приводятся свидетельства широкого спектра: тектонические, стратиграфические, литологические, палеомагнитные, – показывающие, что Индостан на протяжении всего фанерозоя был прочно связан с Азиатским континентом [41, 42]. Однако эти свидетельства при палинспастических реконструкциях не обсуждаются и даже не упоминаются. Происходит как бы игра по разным правилам на одном поле, но на непересекающихся плоскостях.

После такого обширного, затянувшегося вступления полезнее, наверно, рассмотреть проблему палеотектонических реконструкций на каком-нибудь конкретном примере. Весьма поучительной кажется в свете затронутых вопросов история Средиземноморского подвижного пояса, хорошо изученного и неоднократно обсуждаемого региона, который служит в определенном смысле эталоном подвижных поясов.

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ И РАЗВИТИЯ СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ

Современная структура Средиземноморского пояса, как было показано несколько лет назад [39], на пространстве от Пиренеев на западе до Памира на востоке обладает определенной закономерной упорядоченностью. Вдоль широтного простираения пояса отчетливо выделяются сегменты расширения, которые условно можно назвать Альпийско-Карпатским и Иранским, и участки-сегменты сужения – Пиренейский, Кавказский, Памирский¹. Это определяет линейно-петельчатую конфигурацию пояса в плане, с которой связана система поперечных трансрегиональных линеаментов, пересекающих подвижный пояс и выходящих далеко за его пределы на соседние платформы. С запада на восток – это Норгидо-Нигерийский линеамент, Вардарская зона, переходящая в Лабинскую линию на севере, Транскавказское поднятие, Урало-Оманский и Индо-Памирский линеаменты. Для некоторых из них: Норгидо-Нигерийского, Транскавказского – доказано их древнее (докембрийское?) заложение. Таким образом, эти поперечные трансконтинентальные линеаменты создают устойчивый каркас, которому подчинена продольная зональность подвижного пояса и который должен ска-

зываться в его истории развития. В неявном виде это было показано в работе [39]. Во всяком случае достаточно давно высказанное положение, что "...разделяемые зонами поперечных разломов сегменты геосинклинальных систем развиваются существенно различно" [32, с. 214], не потеряло своего значения.

Не повторяя всех особенностей закономерной организации структуры Средиземноморья, отмеченных в работе [39], подчеркнем лишь то обстоятельство, что линейно-петельчатое строение пояса прочно связано с интенсивностью проявления всех эндогенных процессов – тектонических деформаций, метаморфизма, магматизма. В сегментах расширения все эндогенные процессы проявлены всегда более интенсивно, чем в сужениях. Отсюда вытекает естественное заключение, что участки расширения подвижного пояса являются результатом более высокой концентрации эндогенной энергии, чем места его сужения [39].

Для проверки того, насколько устойчиво и значимо во времени то поперечное расчленение подвижного пояса, которое так отчетливо проявлено в его современной структуре, была выполнена серия палеотектонических реконструкций. При этом не проводилась ревизия всего объема накопленного фактического материала с тем, чтобы не начинать дело с нуля, а были использованы крупные обобщения, содержащиеся в Атласах и сводных работах, в основном опирающихся на метод фаций и мощностей [2, 3, 6, 34, 40, 46].

История Средиземноморского подвижного пояса была разделена на несколько этапов или стадий, на протяжении которых сохранялась более или менее устойчивая геотектоническая обстановка и относительно стабильное распределение зон осадконакопления и размыва во всех его сегментах. Так были получены схемы для шести этапов альпийского геотектонического цикла: триаса, ранней–средней юры, поздней юры–раннего мела, позднего мела–раннего палеогена, позднего палеогена–раннего неогена, неогена–четвертичного времени. Кроме того, была составлена схема для поздней перми для оценки условий, в которых закончился герцинский цикл и которые явились начальной позицией для развития альпийских движений.

К сожалению, исходные разрезы отложений и данные об их мощностях крайне неравномерно распределены по площади этого большого региона и не всегда однозначны. В то время как для отдельных областей возможна вполне корректная корреляция разрезов, для такого большого региона, как Средиземноморье в целом, затруднительно выполнить палеорекострукции в изопакитах. С этой же трудностью встретились и составители указанных Атласов, где изопакиты показаны только в отдельных бассейнах и не на всех стади-

¹ Эта закономерность значительно раньше была отмечена и графически выражена в виде рис. 1 в книге Е.Е. Милановского, Н.В. Короновского "Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии" [М.: Недра, 1973. 279 с.] (Е.Е. Милановский).

ях. Поэтому на серии палеосхем изображены области поднятий и прогибаний различной степени интенсивности, чему соответствует распределение областей осадконакопления разного характера и областей эрозии (рис. 1). При этом не учтены последующие горизонтальные перемещения, т.е. не использованы палинспастические реконструкции. Для этого есть целый ряд причин. Прежде всего, перемещение покровов, даже на первые сотни километров, которое, безусловно, имело место, не может сказаться существенным образом на картах такого мелкого масштаба. Что же касается значительных по амплитуде перемещений плит, микроплит и террейнов и постулируемого при этом общего сокращения коры в пределах Средиземноморского пояса, то тут возникают большие сомнения в реальности таких процессов.

Признаками якобы действительно происшедшего сокращения земной коры служат офиолитовые формации и их реликты, а также структурное положение флишевых формаций. Вся сложность интерпретации офиолитов была показана в недавней работе А.Л. Книппера с соавторами [18, 19], которая тем не менее не опровергает ранее сделанных выводов Б.Г. Лутца и других исследователей, что офиолитовые формации складчатых областей Средиземноморья по ряду петрологических и геохимических характеристик не могут считаться аналогами пород современного дна океана [1, 24, 25].

Установленное разнообразие типов офиолитовых формаций и их распределение в Средиземноморье прямо противоречит существующим реконструкциям океана Тетис: на западе, где, как считается, никогда не было настоящего океана, а располагался лишь узкий его залив, офиолиты ближе по составу к океаническим, чем на востоке, где они сильно отличаются от океанических по составу и где, вместе с тем, Тетис якобы расширяется до океанических размеров, достигающих нескольких тысяч километров. Очевидно, это следует объяснять близостью западной части Средиземноморья к Атлантике и внутриконтинентальным положением его восточной части.

Что же касается флишевых формаций, которые иногда считаются образованиями континентального склона и экзотическими террейнами в структуре складчатых областей [43], то С.Л. Афанасьевым на примере верхнемелового флиша Большого Кавказа было показано, что он обнаруживает тесное генетическое родство с разновозрастными шельфовыми образованиями соседних областей. Кроме того, на периклиналях Большого Кавказа, а также в Крыму можно наблюдать в одном обнажении непосредственные переходы верхнеюрского карбонатного флиша в неритовые отложения мергелей и известняков. Причем

такой переход совершается на очень короткой дистанции – 200–300 м.

Основной же причиной, по которой автором не использовались палинспастические построения, послужил внимательный анализ карт атласа, демонстрирующего историю океана Тетис на основе концепции тектоники плит [15]. Хотя этот комплект карт был опубликован более 15 лет тому назад, но и в более поздней публикации основная кинематическая схема была полностью сохранена и добавлен лишь литологический состав формаций. Поэтому анализ методики, изложенной в [15], приведшей в конечном счете к кинематике, сохраняет свою силу.

В разделе “Методика составления карт” сказано, что построение карт основывалось на трех группах данных – геологических, палеомагнитных, полученных по образцам, и данных о полюсовых магнитных аномалиях в Атлантике. Встречались ситуации, когда эти разнородные данные не давали согласованного результата, тогда приходилось делать выбор и, так или иначе, принимать “волевое” решение. Естественно, какое-либо изменение на одном временном срезе влекло за собой изменения на предшествовавшем и на ряде последующих. В работе “Эволюция Тетиса” [43] обсуждаются восемь областей, разных по размерам, в отношении которых приходилось прибегать к такого рода “волевым” решениям. Они практически разбросаны по всей площади Средиземноморья и затрагивают его ключевые участки. (Следует заметить, что этот раздел был опубликован только в английском (1986 г.) варианте работы [43] и почему-то отсутствует в более поздней (1987 г.) русской версии [15].) Последовательный просмотр серии карт, составляющих атлас [15], приводит к выводу, что вся история Тетиса сводится к поступательному движению Африки с запада на восток относительно Европы, с некоторым смещением к северу. При этом от Африки (и Гондваны в целом) время от времени отрываются отдельные микроплиты (может быть, террейны), которые, мигрируя, приключаются к северному массиву суши – Лавразии. Следует заметить, что от одного этапа к другому довольно сложно и беспорядочно меняется положение осей спрединга и зон субдукции и устойчивой на всех этапах остается только одна зона субдукции, расположенная вдоль Северо-Анатолийской системы разломов. Естественно, вся эта система сложных перемещений приводит на конечной карте к современному структурному рисунку.

Ясно, что эта картина, основанная на выборочно использованных фактических данных, отражает главным образом идейные позиции авторского коллектива и опирается на основные положения концепции тектоники плит. И если попытаться проследить за движением отдельных

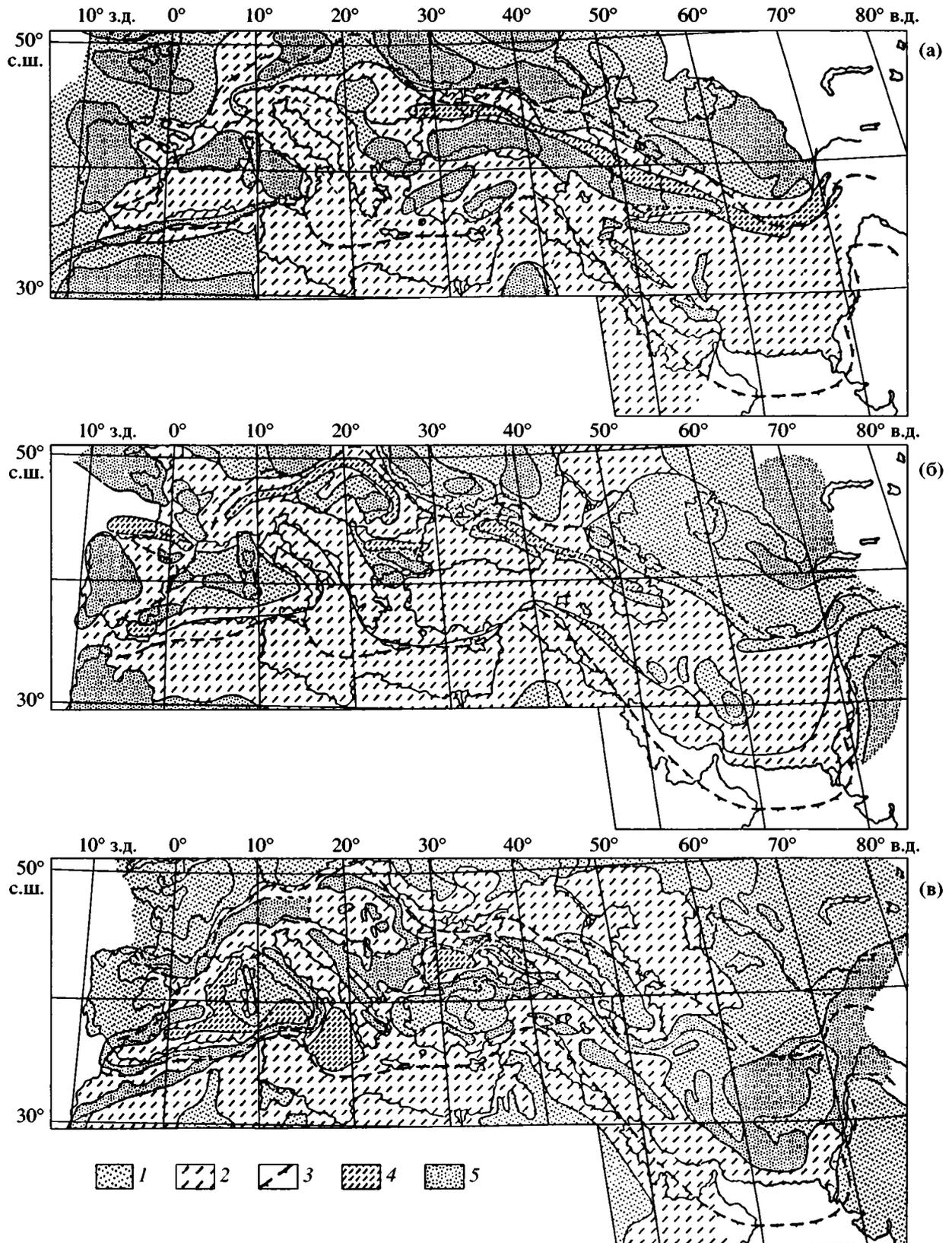


Рис. 1. Палеотектонические реконструкции для триасового (а), позднеюрского (б) и позднепалеогенового–раннеоценового (в) этапов развития Средиземноморского подвижного пояса

1, 2 – области умеренного: 1 – поднятия (равнинная суша), 2 – опускания; 3 – границы подвижного пояса; 4, 5 – интенсивные: 4 – опускания, 5 – поднятия (горные области)

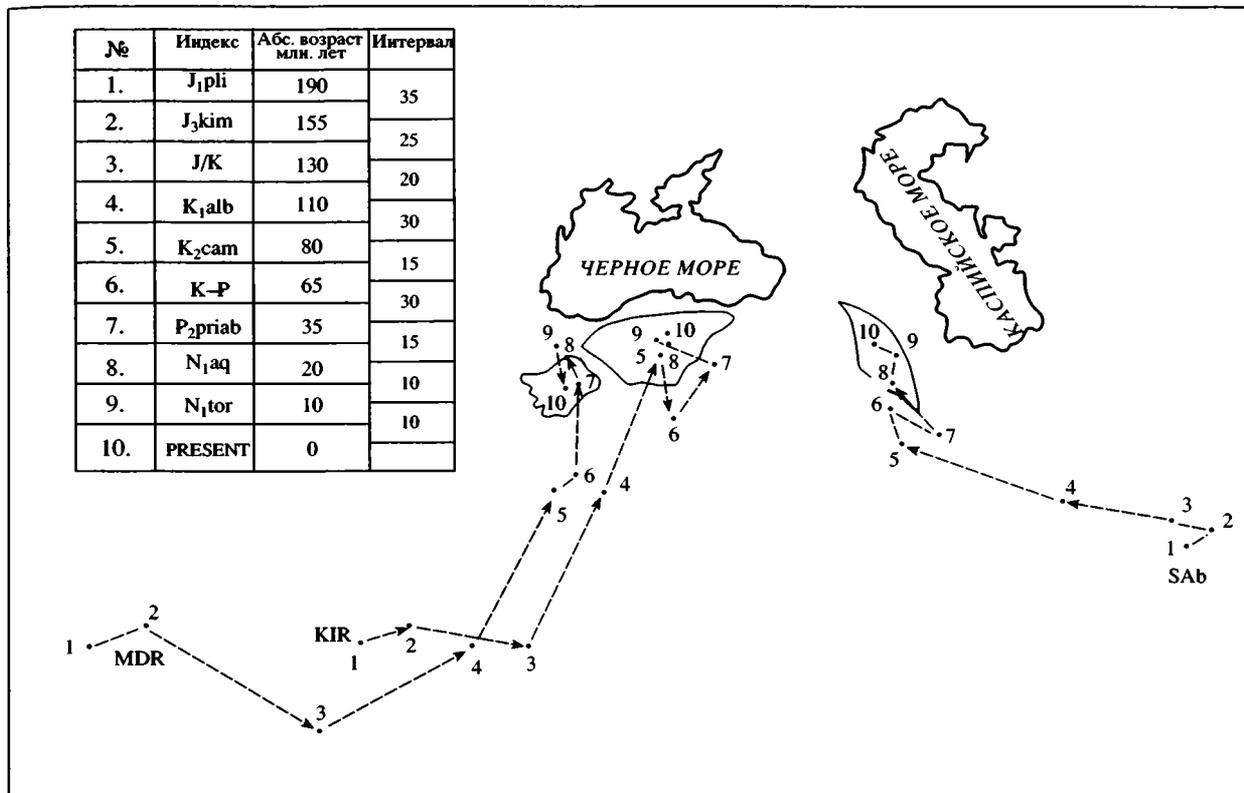


Рис. 2. Траектории перемещения Мендересского (MDR) и Киршехирского (KIR) массивов в мезозое и кайнозое по данным Атласа “История океана Тетис” [15]
 SAb – Южно-Армянский блок

структурных блоков на протяжении рассмотренной истории, то открываются удивительные особенности этого процесса (рис. 2). Для этого надо снести на одну кальку положение каких-то определенных структурных единиц в разные моменты времени. Контуры Черного и Каспийского морей, которые на всех картах стабильны, позволяют это сделать. Траектории перемещений Киршехирского и Мендересского массивов, а также Южно-Армянского блока, показанные на этом рисунке, можно оставить без комментариев. Возникает только вопрос, как представляют себе авторы этих построений те поверхности, по которым скользят или дрейфуют эти структуры. На какой глубине они расположены? Об этом нет ни слова в публикациях. Если поверить, что эти палеотектонические реконструкции отражают действительно реальный процесс, то дальше их можно не анализировать. Тогда придется просто признать, что все пространственные закономерности структуры Средиземноморья, о которых говорилось выше и отмечалось ранее [39], не более, чем игра случайностей. Но с этим трудно согласиться.

Поэтому снова обратимся к тому, что может дать анализ “автохтонного” развития Тетиса в плане выявления общих тенденций эволюции. На

протяжении альпийского цикла Средиземноморский пояс проходил общие и обычные для геосинклинальных поясов стадии развития. Переходный этап от герцинского к альпийскому циклу (пермь, триас) характеризуется относительно спокойным слабо дифференцированным состоянием коры с преобладанием поднятий. С юрского времени развивается интенсивная трансгрессия, охватившая всю площадь пояса к середине мела. Одновременно усиливается дифференцированность и контрастность областей прогибания и поднятия. К концу цикла снова начинают преобладать поднятия и продолжает усиливаться дифференцированность их проявления на площади пояса. С наступлением неотектонической (орогенной) стадии в олигоцен-четвертичное время контрастность и дифференцированность движений возрастают.

На протяжении всего альпийского цикла видна последовательная преемственность движений от этапа к этапу. Однако уловить какую-то связь в развитии отдельных сегментов пояса с общим его линейно-петельчатым строением и разделением на участки сужения и расширения не удастся. Можно только отметить, что на некоторых стадиях дифференцированность движений в расширениях больше, чем в сужениях, а в целом эта

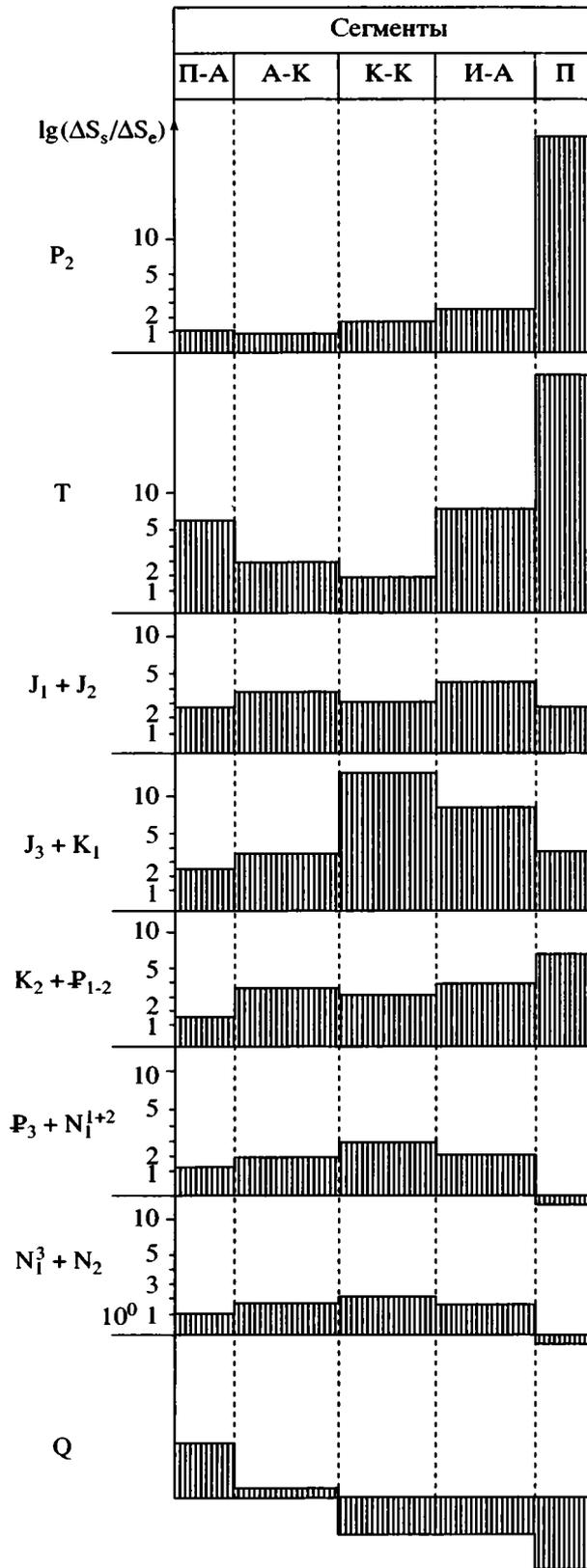


Рис. 3. Графики отношения площадей осадконакопления к площади размыва для разных стадий развития Средиземноморского подвижного пояса в альпийском геотектоническом цикле

Сегменты пояса: П-А – Пиренейско-Алжирское сужение; А-К – Альпийско-Карпатское расширение; К-К – Крымско-Кавказское сужение; И-А – Ирано-Афганское расширение; П – Памирское сужение

особенность движений снижается по направлению с запада на восток. По-видимому, западная часть Средиземноморья располагается на менее прочной, более подвижной коре, чем восточная, где подвижный пояс становится подлинно внутриконтинентальным.

На таких качественных визуальных оценках можно было бы и остановиться. Но хотелось бы получить более надежные и, по возможности, количественные показатели, характеризующие процесс эволюции. В тех случаях, когда палеотектонические карты построены в изопахитах, возможна количественная оценка интенсивности и контрастности движений [38]. Их интенсивность отражается в средней скорости осадконакопления в областях прогибания, а, стало быть, скорости нисходящих движений, контрастность же выражена специально сконструированным коэффициентом, который зависит от количества ванн прогибания на данной площади и их размеров. Изменение этих показателей во времени позволило четко разграничить три стадии развития складчатой области: доинверсионное прогибание, этап инверсии, общее орогенное поднятие. И интенсивность и контрастность движений на первом и последнем этапе оказываются немного выше, чем на среднем инверсионном. Причем на начальном этапе высокое значение этих показателей наблюдается на фоне преобладания прогибаний, а на заключительном – преобладания поднятий. На среднем этапе снижение интенсивности и контрастности движений связаны с тем, что происходит как бы борьба противоположно направленных тенденций – прогибания и поднятия, что приводит к более сглаженному режиму движений. Однако все это может быть подсчитано и выявлено, только когда имеются надежные палеорекострукции в виде карт изопахит. В нашем же случае, когда только разграничены области осадконакопления и эрозии и качественно обозначена их интенсивность, приходится использовать другие методы количественных оценок.

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА СТАДИЙ РАЗВИТИЯ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

Для получения количественных оценок различных стадий развития подвижного пояса были измерены по отдельным его сегментам размеры площадей, занятых областями осадконакопления и эрозии, и взято их отношение. Это отношение отражает меру “мористости” того или иного сегмента на определенной стадии: значения, близкие

к единице, означают примерное равенство прогибаний и поднятий, а их снижение – возрастание поднятий над опусканиями. В то же время этот показатель в неявной форме отражает контрастность в распределении областей осадконакопления и размыва. Границы между сегментами расширения и сужения проведены чисто формально – посередине между максимумами и минимумами ширины подвижного пояса. На диаграмме (рис. 3), где в логарифмическом масштабе показаны значения вычисленного отношения ($\lg \Delta S_s / \Delta S_{up}$) по всем сегментам подвижного пояса для различных стадий его развития, на первый взгляд, трудно заметить какие-либо закономерности и обособление участков на разных стадиях кажется довольно случайным. Однако все же можно отметить, что на отдельных стадиях развития проявляется некоторый тренд – возрастание отношения с запада на восток (пермь, триас) или уменьшение его в том же направлении в четвертичное время, соответствующее и современной стадии. Это вполне согласуется с тем, что можно видеть на картах, – преобладание морских условий в восточной половине Средиземноморского пояса в начале цикла по сравнению с западной его частью и господство континентальных условий на востоке – в конце цикла.

В то же время на других стадиях можно отметить четкое обособление отдельных сегментов пояса. Это касается ранней–средней юры и всех стадий, связанных с началом и развитием орогенного этапа. Очевидно, эта относительная мера отражает влияние сразу двух тенденций – некоторого общего тренда, который сказывается при движении с запада на восток, от океана в глубь континента, с одной стороны, и автономности или обособленности отдельных сегментов, с другой. При этом следует отметить, что в периоды относительно спокойной тектонической обстановки преобладает общий тренд, на стадиях же активизации тектонических движений с большей ясностью проявляется поперечная расчлененность подвижного пояса.

Графики, показывающие изменение отношения площади погружений к площади поднятий во времени для каждого сегмента (рис. 4), обнаруживают сходную динамику во всех случаях (кроме памирского сужения) – возрастание этого показателя в середине цикла и снижение в начале и в конце. Однако кривые для восточной части подвижного пояса (линии 3 и 4 на рис. 4) располагаются всегда выше, чем для западной (линии 1 и 2 на рис. 4), т.е. подвижный пояс расчленяется по линии Торнквиста–Тейссейра на две половины, при этом восточная более однородна, менее дифференцирована, чем западная. Очевидно, это тоже отражает некоторую общую закономерность, имеющую характер тренда, которая может быть связана с общим ослаблением тектонической по-

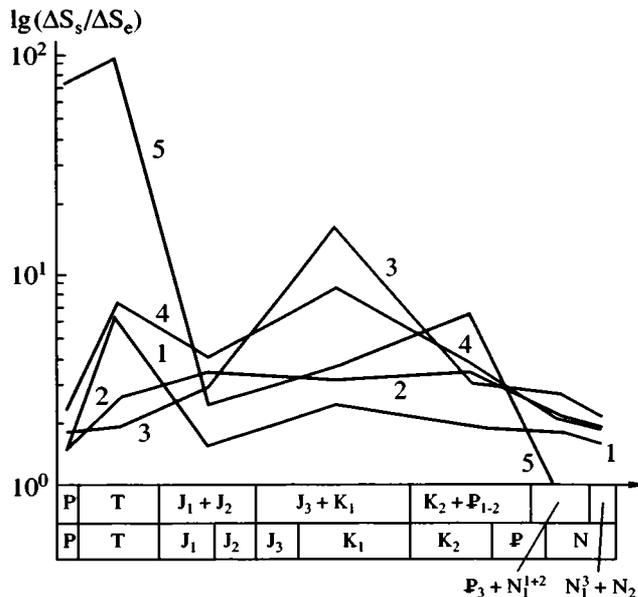


Рис. 4. Графики изменения отношения площадей осадконакопления к площади размыва для различных сегментов (1–5) Средиземноморского подвижного пояса Сужения: 1 – Пиренейско-Алжирское, 3 – Крымско-Кавказское, 5 – Памирское; расширения: 2 – Альпийско-Карпатское, 4 – Ирано-Афганское

движности с запада на восток, от Атлантики в глубь континента, что, видимо, обусловлено различием в структуре и состоянии земной коры. И проявляется это не только на современном этапе [27, 28], но сказывается на протяжении всего альпийского цикла развития подвижного пояса.

Эти особенности эволюции подвижного пояса, вытекающие из анализа его “автохтонного” развития, были показаны ранее [39], однако не нашли поддержки и признания, хотя и не были опровергнуты. Рассмотрение истории Средиземноморья, опирающееся на палинспастические реконструкции, продолжается в работах [33, 47, 48], мало отличающихся от тех, которые были даны в рассмо-

Распределение показателей фрактальной размерности по сегментам подвижного пояса для различных стадий его развития

	Общий	I – Пиренеи	II – Альпы	III – Кавказ	IV – Иран	V – Памир
P	1.44	1.14	1.49	1.25	1.40	1.15
T	1.38	1.10	1.41	1.31	1.27	1.15
J	1.52	1.33	1.48	1.37	1.36	1.22
J–K	1.40	1.13	1.41	1.20	1.26	1.16
K–P	1.50	1.11	1.40	1.31	1.43	1.22
P–N	1.54	1.14	1.48	1.38	1.41	1.02
N	1.54	1.14	1.54	1.30	1.50	1.17

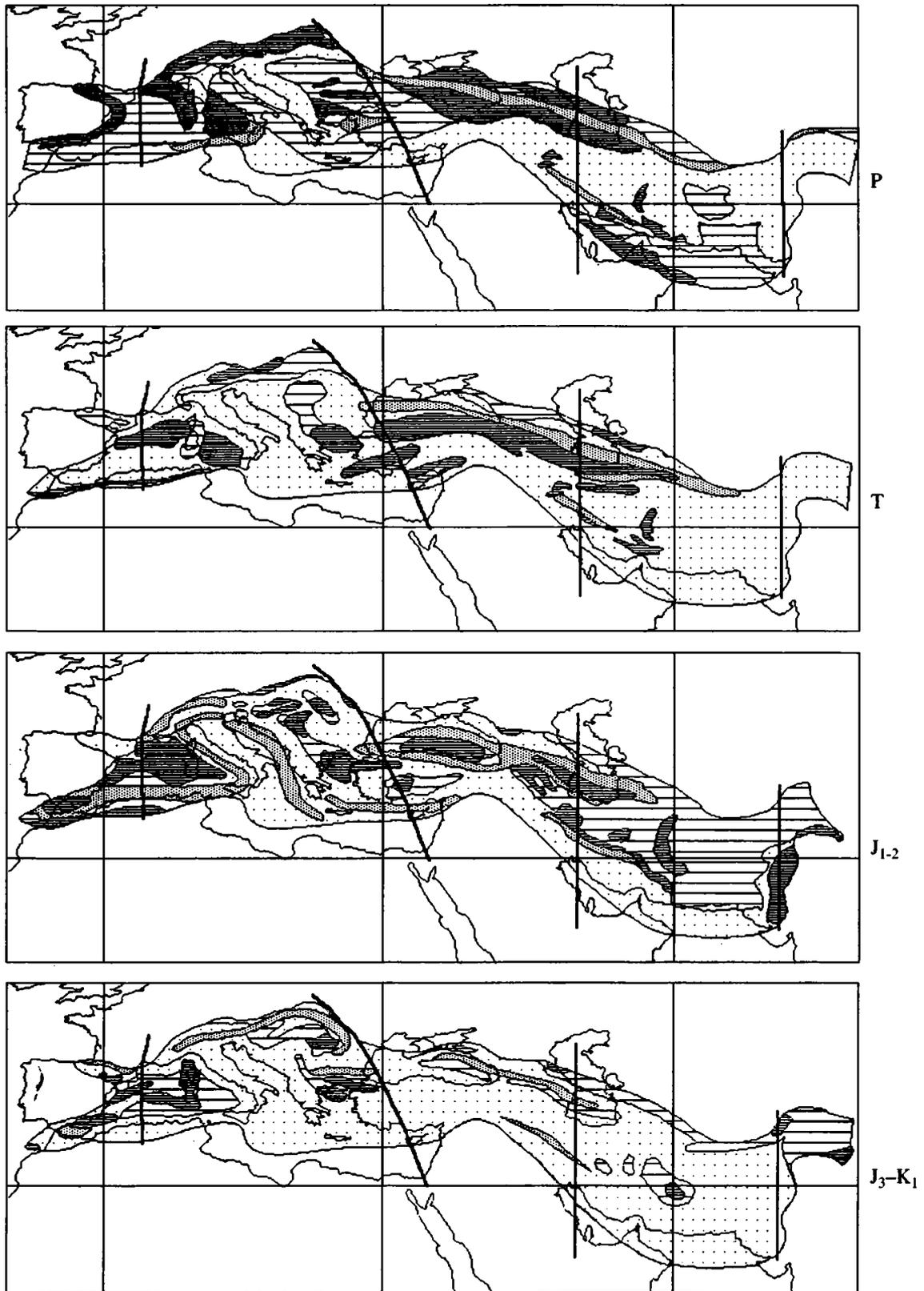


Рис. 5. Палеотектонические реконструкции Средиземноморского подвижного пояса для разных стадий его развития, введенные в Arc View GIS
 1, 2 – области осадконакопления: 1 – интенсивное и 2 – умеренное прогибание; 3, 4 – области размыва: 3 – высокая (горная) и 4 – низкая суша; 5 – поперечные линейменты

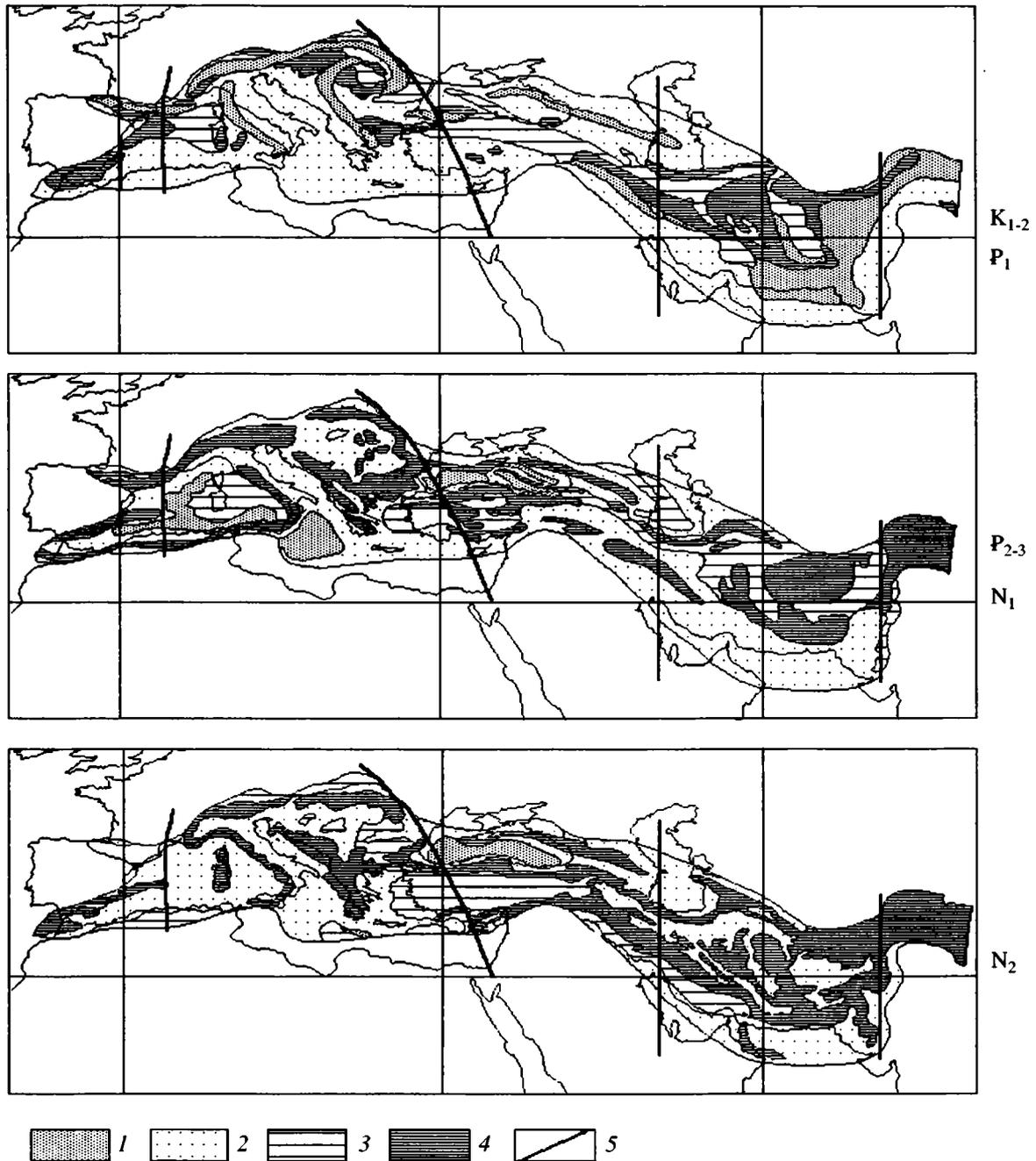


Рис. 5. Окончание.

тренном выше атласе [15]. Возможно, такой искусственно выбранный показатель, как отношение площадей осадконакопления к площадям размыва, не может служить достаточно убедительной характеристикой, отражающей особенности палеотектонической обстановки.

Появившаяся возможность использовать некоторые новейшие компьютерные технологии

(геоинформационные системы – ГИС), а также критерии, взятые из современных математических разработок (показатели фрактальности), позволили на новом уровне оценить стадии эволюции Средиземноморского подвижного пояса в целом и сопоставить развитие его отдельных сегментов. С этой целью семь палеотектонических карт-реконструкций были оцифрованы и введены в среду Arc View GIS (см. рис. 4), что позволило про-

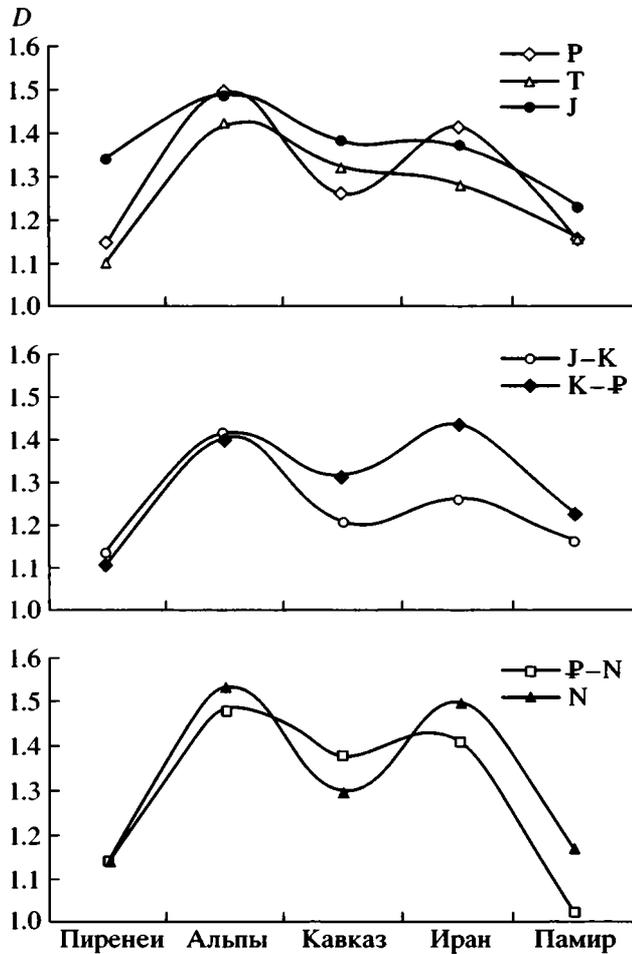


Рис. 6. Графики изменения фрактальной размерности по сегментам подвижного пояса для различных стадий развития

изводить с ними различные вычислительные операции: измерение площадей, протяженности контуров, разделяющих разные области, и т.д. Возможности, которые открываются при использовании ГИС-технологий для анализа палеореконструкций, были обсуждены ранее [22, 23]. Для сопоставления различных сегментов подвижного пояса их разграничение было сделано не формально, как в предыдущем случае, а по естественным поперечным линеаментам, ортогонально пересекающим подвижный пояс. На рис. 5 они выделены жирными линиями. С запада на восток это: Норгидо-Нигерийский линеамент, Вардарская зона и ее южное продолжение в сторону Красноморского рифта, ступень, отделяющая Кавказский перешеек от меридионально ориентированной впадины Каспия, и Урало-Оманское поперечное поднятие.

На палеотектонических реконструкциях выделяются характерные структуры определенных природных образований, как различных, так и подобных друг другу. Они образуют комбинации,

складываясь в конфигурации различной степени сложности. Изменение этих конфигураций и просвечивающее самоподобие на разных участках и на разных стадиях могут быть формально описаны в терминах порядка и хаоса, выражаемых через информационные меры (фракталы). Строгого и исчерпывающего понятия фракталов и фрактальности не сформулировано даже самим его автором [26]. В геотектонике при фрактальном анализе принято опираться на весьма неполное определение, предложенное Б. Мандельбротом и сводящееся к тому, что фракталом следует считать структуру, состоящую из частей, которые в каком-то смысле подобны целому [26, 50]. Но этого мало, так как фрактальная размерность отражает не только меру подобия рассматриваемой иерархической совокупности, но и уровень сложности объекта, который в нашем случае можно отождествить со степенью дифференцированности площади. Мера подобия оценивается количеством иерархических ступеней, где это подобие сохраняется; относительная степень сложности соответствует значениям фрактальной размерности [37], которая выражается дробным показателем размерности.

Когда мы рассматриваем анализируемые объекты на плоскости, показатель фрактальной размерности изменяется в пределах от 1 до 2. В случае решения объемной задачи фрактальная размерность будет принимать значения от 2 до 3. Строго говоря, анализ палеотектонических реконструкций, выраженных в виде совокупности прогибов и поднятий, требует решения трехмерной задачи, так как рассматривается, в сущности, рельеф, т.е. "смятая", искривленная поверхность. Однако это требует разработки специальной компьютерной программы большой сложности. Поэтому фрактальная размерность D определялась для плоскости, с целью получить оценки степени сложности конфигураций границ, разделяющих области разного режима движений: $D = \lg N_i / \lg r(N_i)$, где N_i и $r(N_i)$ – число и размер клеток в единицах размеров пикселей, используемые при анализе на разных итерациях.

Измеренные показатели фрактальной размерности сведены в таблицу (таблица) и показаны на графиках (рис. 6). Показатель фрактальной размерности для Средиземноморского пояса в целом изменяется от 1.38 до 1.54, в среднем $D = 1.47$. Следует отметить, что более низкие показатели характеризуют относительно спокойные в тектоническом отношении стадии до начала альпийского цикла – пермь и триас и этап снижения контрастности движений в поздней юре–раннем мелу. Развитие трансгрессии и интенсивное прогибание в ранней–средней юре, а также возникновение орогенных движений отражаются в повышении

значений фрактальной размерности. Таким образом, с помощью этих оценок выявляются те же три главных стадии в развитии подвижного пояса, которые на качественном уровне устанавливались и ранее: доинверсионное прогибание, инверсия режима движений, орогенное поднятие. Однако теперь эти стадии охарактеризованы числом и мерой, что позволит в дальнейшем сопоставлять и сравнивать между собой развитие различных подвижных поясов и других структур.

Для отдельных сегментов Средиземноморского подвижного пояса фрактальная размерность в среднем составляет 1.29 и изменяется от 1.02 до 1.54. Сопоставление значений фрактальной размерности для каждого сегмента подвижного пояса, а также их изменений на разных стадиях выявили определенные различия и подобия между ними (см. рис. 6). Участки расширения подвижного пояса на всех стадиях характеризуются повышенными значениями фрактальной размерности по сравнению с участками сужения. Даже на тех этапах, когда контраст показателей фрактальности сглаживается (триас, начало юры), общая конфигурация сохраняется и расширения сохраняют на графиках максимумы, хотя и слабо выраженные. Закономерности, выявленные в распределении фрактальных показателей по отдельным сегментам и стадиям развития, можно считать заведомо объективными, так как анализируемые палеорекострукции были составлены задолго до того, как автор узнал о понятии фрактальности.

Таким образом, отчетливо проявленное в современном строении Средиземноморского подвижного пояса разделение его на сегменты, связанное, как было показано, с интенсивностью выделявшейся эндогенной энергии [39], оказывается не случайной чертой, характеризующей только сегодняшнюю его структуру, а явлением унаследованным, проявляющимся на всех стадиях его развития в альпийском геотектоническом цикле и даже предопределенным конечными стадиями предшествующего герцинского цикла. Это демонстрируется тем, что на доальпийских этапах (пермь, триас) фрактальные характеристики принципиально не отличаются от того, что имеет место на всех стадиях альпийского цикла. Отдельные сегменты подвижного пояса, не теряя общей связности, демонстрируют известную автономию своего развития. Примечательно, что орогенные этапы, слабо выраженный в конце герцинского цикла (пермь) и более интенсивно проявившийся в конце альпийского цикла (неоген–четвертичное время), дают на графике изменений фрактальной размерности очень близкие, почти совпадающие кривые. Данные фрактального анализа подчеркивают преемственность и унаследованность всех стадий развития Средиземноморского подвижного пояса.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Опыт сопоставления палеорекострукций истории Средиземноморского пояса, выполненных на разной основе, заставляет отдать предпочтение методу фаций и мощностей. Разумеется, в случае построения карт в крупном масштабе было бы целесообразно и полезно использовать палинспастические реконструкции, которые должны корректировать картину первичного распределения фациальных зон. Однако это должно опираться на тщательно выверенные исходные данные, максимально исключающие возможность неопределенных решений. Представляется, что опыт такого комплексного использования методов удачно продемонстрирован В.С. Буртманом при анализе области сочленения Памира и Тянь-Шаня на неотектонической стадии [11]. Вместе с тем, палеомагнитные данные, на которых основывают палинспастические построения многие исследователи, могут использоваться с известной осторожностью и не должны быть доминирующими в группе исходных данных. Во-первых, потому, что они допускают неоднозначные решения, как было показано К. Сторетведом [49], во-вторых, как следует из более общих соображений, сформулированных М.А. Садовским и Ю.Н. Авсюком, “палеомагнитные реконструкции по измерениям на образцах, собранных на разных материках, интерпретируемые с позиций единого глобального диполя, могут приводить к необоснованным требованиям поворотов и перемещений материков, что не отражает действительности, а является лишь следствием необоснованного предположения о едином диполе” [30, с. 91]. И далее эти же авторы пишут: “...сделанное в гипотезе тектоники плит обобщение, что материка некогда составляли единое целое, а потом стали мигрировать (в разных направлениях), нуждается в изменении. И для изменения этого представления есть веские обстоятельства, как в плане энергетических оценок, так и в плане согласования эмпирических данных” [30, с. 92].

Разумеется, никто не станет спорить с тем, что ко всем исходным данным надо относиться со всей возможной тщательностью и критически осмысливать их, учитывая все сомнения. “Где кончаются сомнения, там кончается наука” – известный афоризм, принадлежащий К. Попперу. В то же время часто приходится видеть, когда господствующие, устоявшиеся представления ограждаются от критики, выводятся за рамки дискуссии на основании того, что все уже известно, давно установлено и предмета для возобновления споров быть не может. Однако “приписывание какой-то научной теории статуса безусловно истинной изымает ее из научного употребления, где она всегда может быть поставлена под сомнение и стать объ-

ектом критики и опровержения, превращая ее тем самым в ненаучную догму" [21, с. 127].

Количественный же анализ палеотектонических реконструкций представляется на современном этапе актуальнейшей задачей, поскольку вместо качественных визуальных оценок интенсивности, дифференцированности и контрастности тектонических движений, которые всегда будут нести на себе отпечаток субъективности, он вносит в эти оценки число и меру. Это может быть серьезной основой для сравнительного анализа развития различных областей.

Кроме того, использованные при анализе развития Средиземноморья ГИС-технологии и методы фрактального анализа позволили на более надежной основе подкрепить сделанные ранее интуитивно выводы об унаследованности линейно-петельчатого строения подвижного пояса, сохраняющегося на всех стадиях его развития в альпийском цикле. Выявлены и некоторые новые закономерности, связанные с разной подвижностью западной и восточной половин Средиземноморья, разграниченных линией Торнквиста–Тейссейра. Возможности фрактального анализа на основе ГИС-технологий для интерпретации геологического прошлого и выявления закономерностей эволюции далеко не исчерпываются приведенным опытом. Развитие этих методов и распространение их на другие районы может вскрыть новые важные особенности процесса тектогенеза.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Архипов И.В.* Офиолиты Альпийской складчатой области как индикатор деструкционного процесса // Геология и разведка. 1983. № 11. С. 32–42.
2. *Архипов И.В.* К палеогеографии и палеотектонике области Тетис // Изв. вузов. Геология и разведка. 1984. № 7. С. 17–24.
3. Атлас литолого-палеогеографических карт Мира. Мезозой и кайнозой континентов и океанов / А.Б. Ронов, В.Е. Хаин, А.Н. Балуховский. Отв. ред. В.Л. Барсуков и Н.П. Лаверов. Л., 1989.
4. Атлас литолого-палеогеографических карт СССР // Гл. ред. А.П. Виноградов. Ред. В.Н. Верещагин, В.Д. Наливкин, А.Б. Ронов и др. М.: Мин-во геологии СССР, АН СССР, 1967–1968. Т. 1–4.
5. Атлас литолого-фациальных карт Русской платформы. Ч. 1. Палеозой; Ч. 2. Мезозой. М.–Л.: Госгеолиздат, 1952–1953.
6. Атлас палеогеографических карт. Шельфы Евразии в мезозое и кайнозое. Т. 1. Текст. Робертсон Групп., ГИН РАН. 1992.
7. *Белоусов В.В.* Большой Кавказ. Опыт геотектонического исследования // Тр. ЦНИГРИ. Ч. 1. Юра и нижний мел. Л.–М.: ОНТИ, 1938. Вып. 108. 100 с. Ч. 3. Общие вопросы, складчатые движения, магматизм. Л.–М.: ОНТИ, 1939. Вып. 126. 92 с. Ч. 2. Верхний мел и третичные. Л.–М.: ОНТИ, 1940. Вып. 121. 175 с.
8. *Белоусов В.В.* Мощность отложений как выражение режима колебательных движений земной коры // Сов. геология. 1940. № 2/3. С. 14–28.
9. *Белоусов В.В.* Фации и мощности осадочных толщ Европейской части СССР // Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. 1944. Вып. 76. 116 с.
10. *Бискэ Ю.С., Попов В.В.* Реконструкция области Туркестанского океана для девонского периода // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. Матер. совещания. М.: ГЕОС, 2000. С. 55–58.
11. *Буртман В.С.* Соотношение Памира и Тянь-Шаня в мелу и кайнозое // Проблемы геодинамики литосферы. М.: Наука, 1999. С. 144–178.
12. *Буртман В.С., Гурарий Г.З., Бельский А.В. и др.* Туркестанский океан в среднем палеозое: реконструкция по палеомагнитным данным по Тянь-Шанью // Геотектоника. 1998. № 1. С. 15–26.
13. *Гарецкий Р.Г., Янишин А.Л.* Тектонический анализ мощностей // Методы изучения тектонических структур. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Вып. 1. С. 115–319.
14. *Диденко А.Н., Печерский Д.М.* Палеомагнетизм среднепалеозойских пород офиолитового комплекса Алайского хребта // Геотектоника. 1988. № 4. С. 56–68.
15. История океана Тетис / Под ред. А.С. Монина, Л.П. Зоненшайна. М.: ИО АН СССР, 1987. 154 с.
16. *Карпинский А.П.* Геологические исследования на восточном склоне Урала. Соб. соч. / Ред. Наливкин Д.В., Горский И.И. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1949. Т. 4.
17. *Клишев В.Л., Храмов А.Н.* Палеогеологическая реконструкция Туркестанского океана для ранне-го девона // Геотектоника. 1993. № 4. С. 66–75.
18. *Книппер А.Л.* Офиолиты 30 лет спустя // Проблемы геодинамики литосферы. М.: Наука, 1999. С. 212–226.
19. *Книппер А.Л., Савельева Г.Н., Шараськин А.Я.* Проблемы классификации офиолитов // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 250–283.
20. *Косыгин Ю.А.* Тектоника нефтеносных областей. В 2-х т. М.: Гостоптехиздат, 1958. Т. 1.
21. *Куренной В.* Наука в современном мире // Отечественные записки. 2003. № 1. С. 124–137.
22. *Линькова О.Г., Шолпо В.Н.* Количественная оценка этапов развития Средиземноморского подвижного пояса с помощью ГИС-технологий // Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. Матер. XXXIV Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2001. Т. 1. С. 373–376.
23. *Линькова О.Г., Шолпо В.Н.* Количественный анализ палеотектонических реконструкций Средиземноморского подвижного пояса // Докл. РАН. 2003. Т. 391. № 1. С. 71–74.
24. *Лутц Б.Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 248 с.
25. *Лутц Б.Г.* Формационные типы офиолитовых разрезов (интерпретация офиолитов как остатков океанической коры) // Геодинамические исследования. 1989. № 13. С. 69–93.

26. *Мандельброт Б.* Фрактальная геометрия природы. М.: Ин-т компл. исслед., 2002. 656 с.
27. *Рейснер Г.И., Рейснер М.Г.* О методе выявления современных эндогенных режимов // *Строение и эволюция тектоносферы*. М.: ИФЗ, 1987. С. 274–301.
28. *Рогожин Е.А., Борисов Б.А., Рейснер Г.И., Шолпо В.Н.* Геологические условия возникновения очагов сильных землетрясений Средиземноморского подвижного пояса // *Строение и эволюция тектоносферы*. М.: ИФЗ, 1987. С. 133–150.
29. *Ронов А.Б.* История осадконакопления и колебательных движений европейской части СССР (по данным объемного метода). М.: Изд-во АН СССР, 1949. 391 с.
30. *Садовский М.А., Авсюк Ю.Н.* Физический эквивалент понятия “тектоническая сила” // *Атлас временных вариаций природных, антропогенных и социальных процессов*. Т. 3. Природные и социальные сферы как части окружающей среды и как объекты воздействий. М.: Янус-К, 2002. С. 84–93.
31. *Федер В.Е.* Фракталы. М.: Мир, 1991. 254 с.
32. *Хаин В.Е.* Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 512 с.
33. *Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2001. 606 с.
34. *Хаин В.Е., Балуховский А.Н.* Историческая геотектоника. Мезозой и кайнозой. М.: Авиар, 1993. 451 с.
35. *Шатский Н.С.* О тектонике северной окраины Донецкого бассейна // *Бюл. МОИП. Сер. геол.* 1923/1924. Т. 2. № 3.
36. *Шатский Н.С.* Происхождение Донецкого бассейна // *Бюл. МОИП. Сер. геол.* 1937. Т. 15. Вып. 4. С. 326–347.
37. *Шерман С.И.* Фрактальный анализ в разломной тектонике // *Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты*. Матер. совещания. Т. II. М.: ГЕОС, 1998. С. 274–276.
38. *Шолпо В.Н.* Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М.: Недра, 1979. 176 с.
39. *Шолпо В.Н.* Хаос и упорядоченность в структуре подвижных поясов // *Геотектоника*. 1993. № 4. С. 3–18.
40. *Berberian M., King G.C.P.* Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran // *Canad. J. Earth. Sci.* 1981. Vol. 18. P. 210–265.
41. *Chatterjee S., Hotton N.* The paleoposition of India // *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*. 1986. Vol. 1. P. 145–189.
42. *Dickins J.M.* What is Pangaea? // *Pangaea: Global Environments and Resources* // *Canadian Society of Petrol. Geologists*. 1994. Memoir 17. P. 67–80.
43. *Evolution of the Tethys. Part I: Text* // *Tectonophysics. Special issue*. 1986. Vol. 123. № 1–4. 315 p.
44. *Kay G.M.* Paleogeographic and palinspastic maps // *Am. Acc. of Petrol. Geologists Bulletin*. 1945. Vol. 29. P. 426–450.
45. *Rogers I.C., Leshner C.E.* The use of thickness contours in valuation of lenticular coal beds // *Econ. Geol.* 1914. Vol. 9. № 8.
46. *Sander N.J.* Structural evolution of the Mediterranean region during the Mesozoic era // *Geology and history of Sicily*. Tripoly, 1970. P. 43–133.
47. *Stampfli G.M., Borel G., Cavazza W., Mosar J., Ziegler P.* Paleotectonic and paleogeographic evolution of the western Tethys and Peri-Tethian domain // *Episodes*. 2001. Vol. 24. № 4. P. 222–228.
48. *Stampfli G.M., Mosar J., De Bono A., Vavasis I.* Late Paleozoic, Early Mesozoic plate tectonics of western Tethys // *Bull. Geol. Soc. Greece (8 Internat. Congress)*. Geol. Soc. Greece, Patra, 1998. Vol. XXXII/1. P. 113–120.
49. *Storetvedt K.M.* The Tethys Sea and Alpine-Himalayan orogenic belt: mega-elements in a new global tectonic system // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 1990. Vol. 62. № 1–2. P. 141–184.
50. *Turcotte D.* Fractal and chaos in geology and geophysics. Cambridge University Press, 1994. 221 p.

Рецензенты: Ю.А. Волож, Е.Е. Милановский

Analysis of Paleotectonic Reconstructions

V. N. Sholpo

*Schmidt United Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences,
Bol'shaya Gruzinskaya ul. 10, Moscow, 123995 Russia*

Abstract—The analysis of facies-and-thickness patterns remains the most efficient and powerful tool for study of the geologic past and the evolution of the Earth's crust. The palinspastic reconstructions based on unequivocal, carefully checked initial data must supplement and refine this method rather than oppose it. The quantitative assessment of tectonic motions serves as a basis for more reliable and unbiased interpretation of the tectonic evolution. An attempt is made to define quantitative criteria for comparative estimation of paleotectonic reconstructions exemplified by the Mediterranean Mobile Belt using up-to-date computer GIS technologies and fractal indices. As a result, the obtained characteristics make it possible to compare particular stages of the mobile-belt evolution and its particular segments simultaneously. This line of evidence leads to the conclusion that the generally cohesive structure of the mobile belt is combined with a certain autonomy of its segments, which is the most expressive at stages of the active evolution. Furthermore, it becomes evident that the present-day linear-loop structure of the Mediterranean Mobile Belt has been predetermined by the preceding history of its evolution and thus may be regarded as inherited from this history.

УДК 553.81:(552.3+553.062)

ТЕКТОНИКА И МАГМАТИЗМ АЛМАЗОНОСНЫХ ПРОВИНЦИЙ ЗЕМЛИ (рецензия на книгу “Тектоника и алмазоносный магматизм”)*

© 2005 г. О. М. Розен, А. А. Щипанский

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

Поступила в редакцию 19.01.2005 г.

Вышла из печати книга, необходимость которой стала особенно очевидна в последнее десятилетие, когда в широкую практику геологических исследований приходит отчетливое понимание того, что в основе тектонических процессов в континентальной коре лежат глубинные геодинамические явления в мантии [1, 2]. Авторы этой фундаментальной работы охватили практически все области геологии алмазоносных провинций Мира, рассмотрев их соотношения с магматизмом.

Описания объектов являются системными, комплексными и всесторонними. Они составляют первую, главную, часть монографии, озаглавленную “Геологическая история алмазоносного магматизма” (главы 1–9). Материал распределен по главам в соответствии с возрастными алмазообразующих процессов на Земле: 1 – Ранний докембрий (3500–1650 млн. лет); 2 – Рифейская зона (1650–570 млн. лет); 3 – Каледонский этап (570–400 млн. лет); 4 – Раннегерцинский этап (400–310 млн. лет); 5 – Позднегерцинский этап (310–205 млн. лет); 6 – Киммерийский этап (310–205 млн. лет); 7 – Раннеальпийский этап (137–70 млн. лет); 8 – Позднеальпийский этап (<70 млн. лет). В главе 9 приведены обсуждение и выводы, проанализированы признаки эволюции алмазоносного магматизма в палеогее и неогее, его соотношение с общим магматизмом и др. Для каждого из восьми возрастных уровней алмазоносности приведена обзорная характеристика тектонических элементов всех континентов Земли. Дан полный обзор различных магматических явлений, сопровождающих собственно алмазоносный магматизм, а также рассмотрены алмазоносные россыпи и, возможно, связанные с ними коры выветривания. В качестве примера можно привести содержание главы 6 “Тектоника, магматизм и алмазоносность киммерийского этапа (поздний триас-юра, 210–137 млн. лет)” с. 109–125, которая включает разделы: “6.1. Тектоника киммерийского этапа; 6.1.1. Африканская платформа;

6.1.2. Индийская платформа; 6.1.3. Южно-Американская платформа; 6.1.4. Западно-Европейская платформа; 6.1.5. Восточно-Европейская платформа; 6.1.6. Сибирская платформа; 6.2. *Общий магматизм киммерийского этапа*; 6.3. *Алмазоносный и потенциально алмазоносный магматизм*; 6.3.1. Северо-Американская платформа; 6.3.2. Австралийская платформа; 6.3.3. Сибирская платформа; 6.3.4. Восточно-Европейская платформа; 6.3.5. Африканская платформа; 6.4. *Россыпные проявления алмаза и его спутников в верхнетриасовых и юрских отложениях*; 6.4.1. Восточно-Европейская платформа; 6.4.2. Сибирская платформа”. Для каждого этапа приводится карта мира с указанием известных проявлений алмазоносного магматизма, рассматриваются уровни высоты стояния континентов на основании кривых морских трансгрессий и регрессий, конкретные геологические карты отдельных регионов, геологические профили и другие данные, вплоть до фотографий кристаллов алмаза, отражающих наиболее важные особенности его морфологии.

Вторая часть книги озаглавлена “Общие вопросы тектоники алмазного магматизма”. Приводится развернутая интерпретация изложенного в первой части и обширного дополнительного фактического материала, предлагаются гипотезы, позволяющие разрешить выявленные противоречия в современном понимании процессов алмазообразования, и высказываются предложения по методологии повышения эффективности поисков алмазных месторождений. Здесь критически рассматривается выявленная Т. Клиффордом [4] приуроченность алмазоносных кимберлитов к древним ядрам, кратонизация которых завершилась 1.5–2.0 млрд. лет назад, что как раз характерно для Якутской кимберлитовой провинции. Описываются особенности строения коры и литосферной мантии алмазоносных провинций, рассматриваются плейтотектонические реконструкции и роль горячих точек; структурная приуроченность алмазоносных магматитов и возможности локального прогноза; роль авлакогенеза в алмазообразовании; возможное погружение по разломам коровых пластовых вод и их участие в кимберлитообразовании; перио-

*Зинчук Н.Н., Савко А.Д., Шевырев Л.Т. Тектоника и алмазоносный магматизм. Воронеж: Изд-во Воронежского государственного университета, 2004. 282 с.

дичность алмазообразования в истории Земли; геологическое положение алмазоносных россыпей и их возможных источников – древних кор выветривания. В качестве основы используются наиболее выразительные особенности тектоники древних платформ земного шара, хотя предпочтение отдается наиболее известным авторам регионам – Сибирской и Восточно-Европейской платформам и, в особенности, Якутской кимберлитовой провинции.

Большинство включенных в текст материалов опубликовано и известно специалистам, однако до сих пор они были разбросаны по бесчисленным литературным источникам (список литературы к монографии начитывает 715 наименований). Благодаря рецензируемому изданию теперь в литературе появилась сводка, в которой почти все необходимое собрано вместе. Можно сказать, что в отечественной литературе появилось настоящее справочное руководство по геологии алмазоносных и потенциально алмазоносных регионов Мира. Этот справочник отличается чрезвычайной полнотой, с одной стороны, а с другой – характеризуется той простотой, краткостью и наглядностью подачи материала, которая достигается только теми исследователями, кто сам непосредственно, в своей повседневной практике, работает в данной области. В книге мало опечаток, несмотря на чрезвычайную типографскую сложность (множество таблиц, диаграмм и рисунков с текстом в разных форматах, перекрестные ссылки, чередование русского и латинского текста и т.п.). Одну такую ошибку – упоминание среди “корифеев алмазной науки Э.М. Галиева” (с. 12) – все-таки следует исправить в данном отзыве, т.к., очевидно, имеется в виду Э.М. Галимов.

При пользовании данной книгой читателю будет полезно иметь в виду некоторые ее особенности, обусловленные охватом и обобщением огромного опубликованного материала. К их числу можно отнести такое досадное недоразумение, как отсутствие сведений о сверхглубинных минералах, заключенных в алмазе и в мантийных ксенолитах кимберлитов, таких, как мэйджорит, Mg-перовскит и магнезиовюстит [6–8]. Между тем, такие минералы прямо указывают на возникновение алмаза не только в верхней мантии, но и в основании нижней мантии, что существенно влияет на оценку геологической позиции алмаза и его магматических источников.

Следует отметить также ряд мелких замечаний. Иногда некритическое восприятие цитируемых обзоров приводит к неточностям. Например, импактные алмазоносные структуры по цитируемым источникам относятся авторами к вулканическим аппаратам (с. 118, 156, 248). Только по отношению к Попигайской структуре (с. 156) авторы, в виде дополнения, излагают импактную

гипотезу В.Л. Масайтиса. На самом деле давно доказано и общепринято в международном геологическом сообществе, что необходимые для образования таких структур давления и температуры физически не могут проявиться в верхней континентальной коре при любом эндогенном “вулканическом” процессе. В Подкомиссии по систематике метаморфических пород Международного союза геологических наук (www.bgs.ac.uk/SCMR) признано, что эти структуры (астроблемы) сложены метаморфогенными породами, сопровождаемыми парциальными выплавками из мишени, и имеют свою, вполне самостоятельную, номенклатуру названий (тагамиты, зювиты и др.). Напротив, таких горных пород, как “меланосиениты”, “трахибазальты” и т.п., о которых пишут авторы (с. 119 и др.), в этих ассоциациях сверхвысоких давлений просто не наблюдается.

Нередко авторы излагают реферируемые данные буквально, как они были изложены в цитируемых ими обзорах, не проводя унификации. Авторская, личная, интерпретация нередко вынесена в другие, самостоятельные, разделы монографии, иногда в последний раздел “Дискуссия и заключение”. Например, на с. 8, оценивая количество известных в мире кимберлитовых тел, авторы пишут: “*К рубежу веков... разноголошица [была очевидна] в масштабах потенциально алмазоносного магматизма*”. Авторы воздерживаются от высказывания своей, согласованной с имеющимися данными, оценки, и остается неясным, где же та истина, к которой они стремятся.

Для расчленения докембрия авторы прямо используют терминологию из цитируемых обзоров (с. 20–52), которая к настоящему времени полностью устарела, например, “катархей” и т.п. В последнее десятилетие международным геологическим сообществом разработаны следующие подразделения докембрийской шкалы: зоархей, палеоархей, мезоархей, неоархей, палеопротерозой, мезопротерозой, неопротерозой. Они широко обсуждены и приняты в качестве унифицированных терминов [5].

На основании цитирования разных обобщающих источников описываются “серые гнейсы” Анабарского щита с возрастом 3.5 млрд. лет, тогда как таких достоверных датировок там просто не существует, а приводимые значения отражают лишь мнение, высказанное в одном из десяти процитированных здесь обзоров (с. 20).

Повсеместно встречаются термины “миогеосинклиналь”, “протогеосинклиналь” и т.п., прямо взятые из цитируемых источников. В современной геотектонике такие термины утратили определенный смысл и потому нуждаются в авторских уточнениях, которых не приведено.

Необходимо разъяснить, как конкретно авторы понимают такие термины, как “алмазы V, VII

и т.п. разновидностей”; “эбеляхского типа” и т.п., поскольку детали сложной систематики алмазов известны далеко не всем читателям.

Многие главы в первой части книги начинаются с диаграмм цикличности трансгрессий по С.В. Тихомирову [3], который лично в течение многих лет исследовал только девон Русской платформы. Применение его “синусоиды” к архею и протерозою (рис. 1.2 монографии) лишено всякого смысла, поскольку соответствующие палеогеографические признаки не поддаются восстановлению.

Авторы прекрасно понимают, что “заявленная на титульном листе проблема настолько сложна, а данные, которыми оперируют специалисты, настолько противоречивы, что авторы, приступая к работе, сознавали: [что] каждая высказанная мысль будет неминуемо оспорена” (с. 8). Это суждение вполне справедливо, и поэтому в этом кратком отзыве критически отмечены только те моменты, которые будут важны для потенциального читателя.

В целом рассматриваемая монография, несомненно, является прекрасным и всеохватывающим собранием сведений по геологии, геохронологии и тектонике алмазоносного магматизма. Особенно ценны весьма полные и всесторонние данные по алмазоносным комплексам России, которые авторы лично изучали в течение многих лет. По широте и глубине охвата материала эта книга не имеет аналогов в мировой литературе. Монография будет необходима всем специалистам, занимающимся тектоникой в широком, современном смысле слова, охватывающем не толь-

ко наблюдаемые на земной поверхности следствия тектонических явлений, но их глубинные причины, связанные с процессами в подстилающей мантии. Книгу, несомненно, можно также рекомендовать в качестве пособия преподавателям и студентам соответствующих специальностей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Пущаровский Ю.М. Некоторые современные проблемы тектоники Земли // Геотектоника. 2004. № 5. С. 3–9.
2. Трубицын В.П. Основы тектоники плавающих континентов // Физика Земли. 2000. № 9. С. 3–41.
3. Тихомиров С.В. Этапы осадконакопления девона Русской платформы и общие вопросы развития и строения стратосферы. М.: Наука, 1995. 446 с.
4. Clifford T.H. Tectono-magmatic units and metallogenic province of Africa // Earth. Planet. Sci. Lett. 1966. Vol. 1. P. 298–401.
5. Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G., Bleeker W., Lourens L.J. A new geological time scale, with special reference to Precambrian and Neogene // Episodes. 2004. Vol. 27. № 2. P. 83–100.
6. Haggerty S.E. Diamond formation and kimberlite-clan magmatism in cratonic settings / Eds Y. Fei, M. Berka, B.O. Mysen // Mantle petrology, Field observations and high-pressure experimentation. Geochemical Society Special Publication № 6. Houston Geochemical Society, USA, 1999. P. 105–123.
7. Ringwood A.E., Kesson S.E., Hibberson W., Ware N. Origin of kimberlites and related magmas // Earth Planet. Sci. Lett. 1992. Vol. 113. P. 521–38.
8. Suzuki A., Ohtani E., Kato T. Flotation of diamond in mantle melt at high pressure // Science. 1995. Vol. 269. P. 216–218.

Сдано в набор 07.02.2005 г.

Подписано к печати 14.04.2005 г.

Формат бумаги 60 × 88¹/₈

Цифровая печать

Усл. печ. л. 12.0

Усл. кр.-отт. 4.0 тыс.

Уч.-изд. л. 12.0

Бум. л. 6.0

Тираж 319 экз.

Зак. 207

Учредители: Российская академия наук, Геологический институт РАН

Адрес издателя: 117997 Москва, Профсоюзная ул., 90

Оригинал-макет подготовлен МАИК “Наука/ИнтерперIODика”

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

Журналы РАН, выходящие в свет на русском языке

- Автоматика и телемеханика*
 Агрехимия
 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*

* Журнал издается МАИК "Наука/Интерпериодика" на английском языке