

Куренков

ISSN 0016-853X

Номер 2

Март - Апрель 2002



ГЕОТЕКТОНИКА



<http://www.maik.ru>

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



“НАУКА”

МАИК “НАУКА/ИНТЕРПЕРИОДИКА”

Российская академия наук

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 2 2002 Март–Апрель

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

Главный редактор
Ю.М. Пушаровский

Редакционная коллегия:

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

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

Yu.M. Pushcharovsky – *Editor*

Editorial board

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

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

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

Зав. редакцией М.Н. Шуплецова

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

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

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

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

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

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 2, 2002

Процессы самоорганизации в тектонике и геодинамические модели <i>В. Н. Шолто</i>	3
Тектонические неоднородности и глубинное строение глубоководных впадин Южной Атлантики <i>Ю. М. Пушаровский, Ю. П. Непрочнов</i>	15
Сейсмотектоника и современные колебания уровня Каспийского моря <i>Т. П. Иванова, В. Г. Трифонов</i>	27
Верхнедевонские обломочные комплексы в геологической истории Южного Урала <i>Г. А. Мизенс</i>	43
Структурные парагенезисы и кинематика Центрально-Карельской зоны сдвиговых деформаций (Балтийский щит) <i>С. Ю. Колодяжный</i>	59
Этапы и тектоническая обстановка формирования кристаллических комплексов ранних каледонид Озерной зоны Монголии: результаты U-Pb и Sm-Nd изотопных исследований <i>И. К. Козаков, Е. Б. Сальникова, Е. В. Хаин, В. П. Ковач, Н. Г. Бережная, С. З. Яковлева, Ю. В. Плоткина</i>	80

Рецензии

Новая книга по неотектонике Балтийского щита <i>А. А. Предовский</i>	93
---	----

Хроника

К восьмидесятипятилетию Ю.М. Пушаровского	94
“Фундаментальные проблемы общей тектоники”. Редактор Ю.М. Пушаровский	96

Contents

No. 2, 2002

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

Self-organizing Processes in Tectonics and Geodynamic Models <i>V. N. Sholpo</i>	3
Tectonic Heterogeneities and Crust/Mantle Structure of Deep-Sea Basins in the South Atlantic Ocean <i>Yu. M. Pushcharovsky and Yu. P. Neprochnov</i>	15
Seismotectonics and Contemporary Caspian Sea Level Oscillations <i>T. P. Ivanova and V. G. Trifonov</i>	27
Upper Devonian Clastic Rock Complexes in the Geological History of the South Urals <i>G. A. Mizens</i>	43
Structure Associations and Kinematics of the Central Karelian Shear Zone (Baltic Shield) <i>S. Yu. Kolodyazhnyi</i>	59
Early Caledonian Crystalline Rocks of the Lake Zone in Mongolia: Formation History and Tectonics as Deduced from U-Pb and Sm-Nd Datings <i>I. K. Kozakov, E. B. Sal'nikova, E. V. Khain, V. P. Kovach, N. G. Berezhnaya, S. Z. Yakovleva, and Yu. V. Plotkina</i>	80
A New Book on the Neotectonics of the Baltic Shield <i>A. A. Predovskii</i>	93
Chronicle	
For the 85th Jubilee of Yu.M. Pushcharovsky	94
Basic Problems of General Tectonics. Editor Yu.M. Pushcharovsky	96

Сдано в набор 13.12.2001 г.	Подписано к печати 8.02.2002 г.	Формат бумаги 60 × 88 ¹ / ₈		
Офсетная печать	Усл. печ. л. 12.0	Усл. кр.-отт. 4.3 тыс.	Уч.-изд. л. 11.9	Бум. л. 6.0
	Тираж 347 экз.	Зак. 5375		

Свидетельство о регистрации № 0110282 от 8.02.93 г. в Министерстве печати и информации Российской Федерации
Учредители: Российская академия наук,
Отделение геологии, геофизики, геохимии и горных наук РАН,
Геологический институт (ГИН) РАН

Адрес издателя: 117997 Москва, Профсоюзная ул., 90
Отпечатано в ППП "Типография "Наука", 121099, Москва, Шубинский пер., 6

ПРОЦЕССЫ САМООРГАНИЗАЦИИ В ТЕКТОНИКЕ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ

© 2002 г. В. Н. Шолпо

Объединенный институт физики Земли РАН, 128810, Москва, ул. Большая Грузинская, 10

Поступила в редакцию 16.03.2001 г.

Процессы структурообразования в литосфере рассматриваются в рамках геодинамической модели адвекции, как наиболее адекватно отражающей существо структурно-вещественных преобразований в зонах активного тектогенеза. В то же время эта модель оценивается с точки зрения процессов организации (энтропийных) и самоорганизации (антиэнтропийных) и делается вывод, что формирование складчатых и складчато-покровных поднятий, а также развитие подвижных поясов в целом является преимущественно самоорганизующимся процессом.

В последнее время стали общим местом утверждения, что Земля – сложная открытая самоорганизующаяся система. Это как будто не требует особенных доказательств и обсуждений, во всяком случае среди специалистов, занимающихся твердой Землей. Но одновременно можно встретить и такие совсем недавние высказывания: “Замкнутая система понимается как система, через которую не происходит движения материи. Земля как раз представляет собой такую систему” [14, с. 366]. Хотя можно отнести к этой сентенции как к некоторому курьезу, но неоднозначность понимания предмета все же существует. К тому же и у тех исследователей, кто знает, что Землю со всеми ее геосферами никак нельзя относить к замкнутым или закрытым системам, поскольку установлен ее интенсивный обмен с окружающей средой не только энергией, но и веществом [4, 5, 28], нет единства мнений о том, что же следует из этого фундаментального факта, в каком направлении должны развиваться в этих обстоятельствах исследования, цель которых – решение проблем эволюции Земли и причин, управляющих ею.

Дело в том, что не только по поводу процессов самоорганизации и саморазвития нет какого-то единого понимания того, в чем же их суть, но и сами признаки этих процессов для разных специалистов оказываются зачастую просто противоположными. Так, несомненно существующая упорядоченность многих геологических объектов на разных масштабных уровнях, иерархическое самоподобие структур земной коры служат как бы бесспорным признаком того, что процессы, ведущие к этому, спонтанно саморегулируются. Но и явные нарушения упорядоченности, доходящие до полного разрушения каких-либо закономерностей в рисунке структур, заставляют говорить о саморазвитии, ведущем к хаосу. Оказывается, и

закономерная упорядоченность структуры, и ее нарушение в равной мере приводят исследователей к понятиям самоорганизации, саморазвития и нелинейности геологических процессов. Так что исследователи как бы с разных сторон приходят к тому, что более глубокое понимание существа геологических явлений и процессов может быть получено с использованием достижений термодинамики сложных неравновесных систем или, иными словами, того направления современного естествознания, которое стало принято называть синергетикой.

Под влиянием этих новых идей в геотектонике в самые последние годы сформировалось новое научное направление – *нелинейная геодинамика*, которое стимулируется, в первую очередь, трудами Ю.М. Пущаровского [19–21]. Вопросы самоорганизации, саморазвития геологических структур в рамках этого направления, естественно, имеют первостепенное значение, и им уделяется много внимания в соответствующих публикациях [16]. Но проблема состоит в том, что в таких работах содержатся только постановка задачи и формулировка конкретных вопросов, таких, например, как определение критериев и меры для оценки упорядоченности и хаотичности. Это, по всей вероятности, необходимо, но недостаточно для выявления конкретных механизмов, управляющих эволюцией верхних оболочек Земли – литосферы, тектоносферы.

Видимо, такое положение с проникновением в науки о Земле и, прежде всего, в геодинамику методов синергетики связано в значительной мере с тем, что оказались нечетко определены основные понятия, которыми приходится оперировать при попытках использовать новые представления о развитии сложных неравновесных систем. Приходилось уже говорить о том, что само понятие “нелинейная геодинамика” используется по-раз-

ному и с разным содержанием, а, главное, понимается неоднозначно [36]. В том случае, когда под этим словосочетанием имеется в виду сам процесс или природное явление, часто возникает недоумение – ну, кто же не знает, что все геологические процессы сложны, многофакторны и результаты их, запечатленные в наблюдаемых структурах, обусловлены нелинейными связями с исходными условиями и действующими силами. В других случаях “нелинейная геодинамика” используется для обозначения способа исследования природных явлений и процессов и фактически отражает нашу готовность и умение строить модели, возможно более адекватно отражающие их сущность.

Поэтому необходимо с самого начала обозначить, какое содержание вкладывается в тот или иной термин. Представляется, что правильное обозначать термином “нелинейная геодинамика” именно способ описывать природные явления и процессы, т.е. те модели, которые позволяют нам вскрыть физическую сущность происходящих процессов. Разумеется, эти способы и модели в каждом случае отражают уровень нашего понимания физики процессов и одновременно возможности, достигнутые наукой. При использовании терминов “линейный” и “нелинейный” целесообразно согласиться с А.В. Лукьяновым [13] и “применительно к процессам, свойствам и зависимостям употреблять их в математическом смысле, т.е. если процесс описывается линейным уравнением, то он линейный, если нелинейным, то и процесс нелинейный” [13, с. 254]. В то же время надо иметь в виду, что геологические процессы не всегда удается выразить в адекватных математических выражениях и в таких случаях можно качественно оценить, соблюдается ли принцип суперпозиции воздействий в каждом конкретном процессе или нет. Если результат процесса соответствует сумме отдельных воздействий (соблюдается правило аддитивности), процесс линеен; если в ходе развития процесса возникают новые свойства и качества в структуре и веществе, прямо не вытекающие из суммы воздействий, процесс нелинеен. Легко привести множество примеров, свидетельствующих, что большинство геологических процессов, а тем более тектонических, нелинейны. Даже такой, казалось бы, спокойный и монотонный процесс, как осадконакопление, при детальном рассмотрении даже в условиях постоянного сноса оказывается нелинейным [13].

I

После этих вводных замечаний следует обратиться к тому, что представляют собой собственно процессы самоорганизации. Примеров упорядоченности структуры в геологических объектах можно привести огромное множество на самых

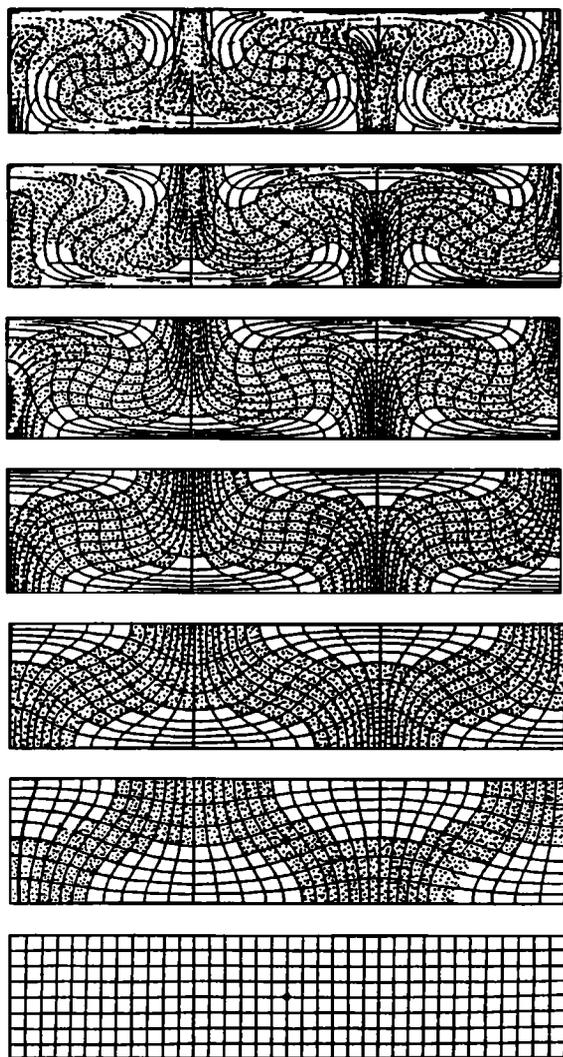
разных масштабных уровнях – от микроскопической линейности в шлифах, разнопорядковой ритмичности осадочных толщ до глобального распределения структур земной коры, скоррелированного с некоторыми особенностями глубинного строения. Точно также не меньше может быть найдено примеров нарушения этой упорядоченности, отсутствия математической точности в той правильности и подобии структур, которые удается наблюдать. Вопрос состоит в том, насколько все эти особенности геологических объектов обусловлены процессами самоорганизации, спонтанного саморазвития, диктуемого не только внешними условиями, но и внутренними свойствами самого геологического объекта. Видимо, необходимо найти какие-то способы отличать “самоорганизацию” от “организации”. Тем самым мы, по всей вероятности, сможем получить более определенный ответ, насколько оправданы призывы использовать для решения геологических проблем методы и подходы синергетики.

Кажется весьма полезным воспользоваться для этого подходом, который предложен А.П. Руденко [24]. По-видимому, всеобщим для материального мира является то, что “существуют взаимосвязанные и взаимообусловленные материальные объекты с равновесной и неравновесной структурной организацией вещества, одни из которых образуются в ходе процесса, стремящегося к равновесию ($\Delta p \downarrow$), сопровождающегося выделением энергии ($E \uparrow$), другие – образуются в ходе процесса, стремящегося к неравновесию ($\Delta p \uparrow$) и сопровождающегося поглощением энергии ($E \downarrow$). Здесь $\Delta p \downarrow$ – падение, а $\Delta p \uparrow$ – рост степени неравновесия в процессах организации (энтропийных) и самоорганизации (антиэнтропийных)” [24, с. 63–64]. На первый взгляд кажется довольно просто воспользоваться этим критерием, в том числе и для оценки геологических процессов: если энергия выделяется – процесс энтропийный, т.е. идет с наращиванием энтропии системы и приближением ее к равновесию; процессы, происходящие с затратой энергии и уменьшением энтропии, увеличивают неравновесность, и именно их и следует рассматривать как самоорганизацию. Однако в природе, в реальных процессах обнаруживается “существование тесной связи фундаментальных процессов организации и самоорганизации, обусловленность одних процессов другими, а также ... существование сложных явлений, в которых имеет место сочетание процессов самоорганизации и организации в неразделенном виде и соответствующее их восприятие” [24, с. 66]. Из этой взаимосвязи и взаимообусловленности самоорганизации и организации и вытекает, что в сложных системах эти процессы могут происходить одновременно.

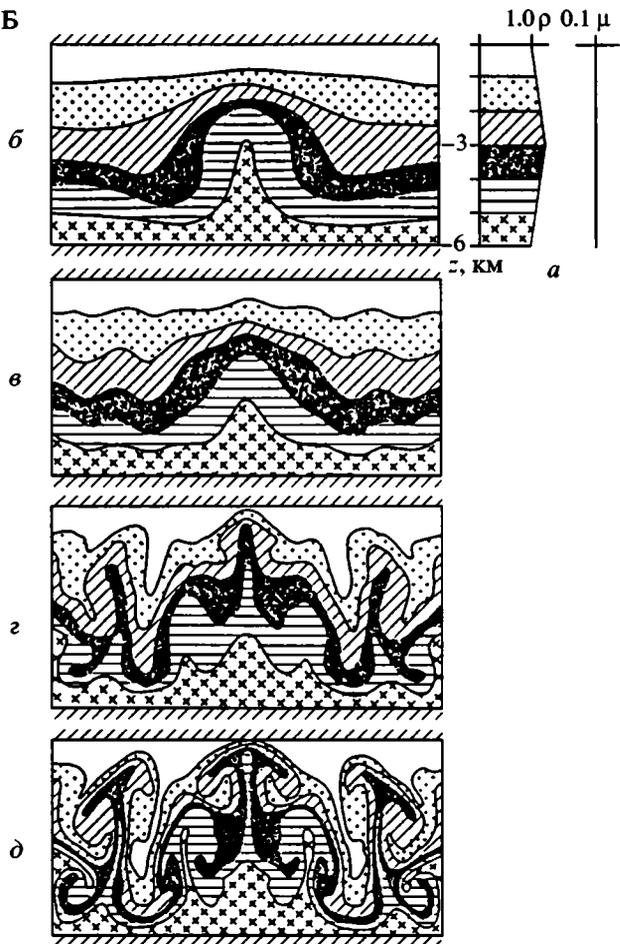
Применительно к глобальным земным процессам это может быть проиллюстрировано про-

ШОЛПО

А



Б



В

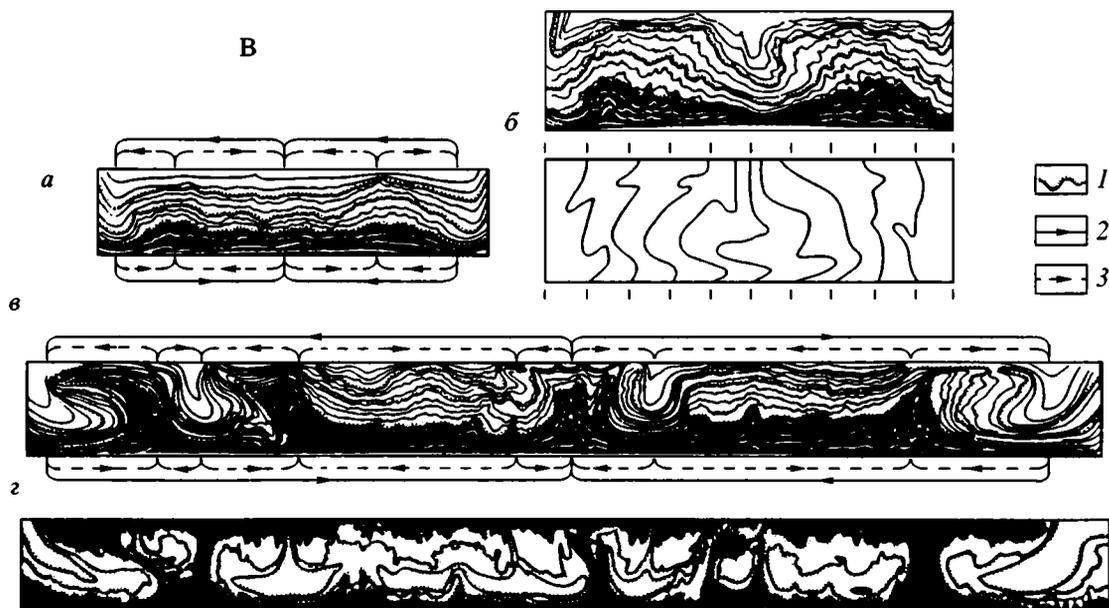


Рис. 2. Модели адвекции: А – математическая модель М.А. Гончарова [6], точечным крапом покрыты элементарные ячейки, испытавшие сжатие в горизонтальном направлении; Б – один из вариантов математического моделирования, по В.Л. Новикову и Ю.В. Сазонову, [18]: *a* – начальное распределение плотности, *b–d* – картины распределения линий равной плотности на разных стадиях развития процесса; В – результаты моделирования адвективного процесса в лабораторных слоистых образцах (по М.А. Гончарову и Ю.М. Горелову [6]):

Для В: 1 – границы между пачками слоев; 2, 3 – кинематические схемы адвективных движений; 2 – общих, 3 – частных; на диаграмме под моделью *b* показано искривление первоначально вертикальных прямых; *a–2* – разные варианты лабораторных моделей.

ности или хаотичности структуры и одновременно положения ее на оси равновесность–неравновесность модель адвекции. Эта модель выбрана не только потому, что она лучше всего знакома автору, именно к ней независимыми путями, как будет показано дальше, приходят многие исследователи, причем стоящие на совершенно разных позициях. К ней же сводятся новейшие представления о плюм-тектонике, определяющей эволюцию и преобразования глубоких недр мантии, и по существу возрождающие представления об астенолитах Р.В. Ван-Беммелена и В.В. Белоусова.

Хотя об адвекции применительно к тектоническим процессам в литосфере написано достаточно много [6, 7, 35, 36], в настоящей статье целесообразно остановиться на основных особенностях этого процесса, выделяя отдельные его стадии, которые можно проинтерпретировать в рамках схемы направленности потоков энергии (см. рис. 1) и в координатах равновесность–неравновесность.

Адвективные движения обеспечивают обмен веществом и энергией между разными уровнями литосферы и более глубоких геосфер и формируют структуры в земной коре, согласно гипотезе глубинного диапиризма [10, 27]. Адвекция при этом понимается как некая разновидность конвекции, неполной и одноактной конвекции, когда более легкое вещество прорывается наверх, а более тяжелое тонет и замещает его [2, 3]. Существовали, конечно, и до этого представления о конвекции в глубоких недрах, о подкоровых течениях, но в обобщающих концепциях эти процессы служили только обозначением источника силового воздействия применительно к структурообразованию, охватывающему объемы литосферы над такими потоками. Ценность адвективной концепции в том, что это явление было перенесено с масштаба локальных диапиров на другие масштабы, и активная реакция определенных объемов горных масс в изменяющихся термодинамических условиях была осмыслена как важнейший фактор структурообразования, который может иметь место на самых разных уровнях тектоносферы. С энергетической точки зрения важно, что в этом процессе помимо внешних источников энергии (аномального теплового потока, восходящих потоков флюидов) активизируется внутренняя потенциальная энергия горных по-

род, которая при определенных условиях переходит в иные формы – тепловую, кинетическую.

Идея адвекции применительно к геологическим объектам оказалась плодотворной и конструктивной, поскольку, с одной стороны, позволила преодолеть упрощенное понимание конвекции как непрерывного и замкнутого кругооборота вещества в земных недрах. С другой стороны, понятие об адвекции оказалось гораздо шире, чем проблема формирования складчатой области на определенной стадии развития геосинклинали. Оно позволило поставить в один ряд различающиеся по своим масштабам на несколько порядков явления, начиная с диапиров в самых верхних и молодых горизонтах в осадочной толще и кончая мантийными диапирами, охватывающими нижние горизонты коры и верхнюю мантию.

Важно также, что в процессе адвекции вертикальные и горизонтальные перемещения вещества взаимосвязаны и взаимозависимы, компенсируя друг друга. И если раньше в любых геодинамических моделях массы и объемы вещества твердой Земли рассматривались как некие пассивные тела, подвергающиеся только внешним воздействиям, то в схеме адвекции основными движущими силами являются рассеянные массовые объемные силы (источником которых являются тепло и гравитация), и тогда объемы пород, вовлеченных в структурообразование, разделяются на “деформирующиеся” – активные и “деформируемые” – пассивные.

Возможности и работоспособность процесса адвекции в структурообразовании были продемонстрированы на целом ряде физических моделей, когда слоистая толща с заданными плотностными и реологическими свойствами, не подвергаясь никаким внешним механическим воздействиям, с течением времени формирует некое подобие складчатой области (рис. 2) [6, 15, 17, 18]. Статистический анализ морфологии складок конкретной складчатой области и структур, полученных в экспериментальных моделях, позволил Е.А. Рогожину сделать вывод о близости природных объектов к тому, что получено в экспериментах, моделирующих адвекцию [23].

Роль адвекции как основного и главного фактора структурообразования признается не всеми тектонистами, но обобщенные принципиальные схемы развития самых разных областей, сформир-

Рис. 3. Обобщенные схемы развития складчатых областей: А – Балтийского щита в раннем докембрии; по [30]; Б – Южного Тянь-Шаня в альпийском цикле, по [11]; В – Большого Кавказа в альпийском цикле, по [32].

А: 1 – растекающийся астеносферный плюм; 2 – области нисходящих движений; 3 – седиментационный бассейн; 4 – зоны магмогенерации: а – в мантии и б – в гранулитовом поясе; 5 – участки андерплейтинга под зеленокаменными поясами; 6 – участки новообразованной нижней коры в гранулитовых поясах; 7 – гранитизированные шпинелевые перидотиты; 8 – древняя континентальная кора; 9 – древние литосферные шпинелевые перидотиты; 10 – древние гранатовые перидотиты.

Б: 1 – молассовый комплекс; 2 – палеозойское основание и “гранитно-метаморфический” слой; 3 – “базальтовый” слой; 4 – верхняя мантия (холодная); 5 – прогретая разуплотненная мантия; 6 – деформированная в альпийское время поверхность домезозойского пенеппена; 7 – поверхность Мохоровичича; 8 – условные направления течения материала.

В: 1, 2 – контуры условных первоначально квадратных ячеек и направление движения вещества: 1 – в нижнем этаже литосферы; 2 – в верхнем этаже; 3 – направление адвективных движений второго ранга, вложенных в адвекцию верхнего этажа (глубинный диапиризм); 4 – складчатость в осадочном чехле; 5 – поверхность Мохоровичича; 6 – недеформированные осадки предового прогиба.

ровавшихся на разных геотектонических этапах, разработанные исследователями нередко с противоположных идейных позиций, оказываются поразительно похожими. В основе этих схем во всех случаях лежат многоярусные иерархические адвективные движения [11, 30, 36]. Ранний докембрий Балтийского щита, неотектоническая стадия развития Тянь-Шаня, альпийская структура Большого Кавказа – все находит объяснение в рамках принципиально сходных схем (рис. 3). Это означает признание адвективной модели как реального фактора структурообразования и тектогенеза. Одновременно это может рассматриваться как окончание длительных дискуссий между сторонниками примата либо вертикальных, либо горизонтальных сил в процессах тектогенеза. Следует подчеркнуть, что при адвективных перемещениях вещества горизонтальные и вертикальные движения взаимосвязаны и взаимозависимы, поскольку в сплошной среде нельзя поменять местами какие бы то ни было объемы вещества в вертикальном направлении, не прибегая к горизонтальным смещениям. Точно так же и наоборот – горизонтальные перемещения невозможны без вертикальных движений вещества. Поэтому нет оснований отдавать предпочтение либо вертикальным, либо горизонтальным движениям.

При математическом моделировании адвекции (см. рис. 2) можно видеть некоторые важные особенности этого процесса и образующейся в результате структуры, которые могут быть весьма полезны при обсуждении природных объектов. Прежде всего, уже на самых ранних стадиях развития адвекции возникает довольно значительный по мощности горизонтальный уровень, в пределах которого весь объем материала оказывается испытывавшим сжатие в горизонтальном направлении (без приложения каких-либо внешних сжимающих усилий). Компенсирующие это сжатие области растяжения, неизбежные при заданном постоянном объеме модели, располагаются выше и ниже этого уровня. Становится понят-

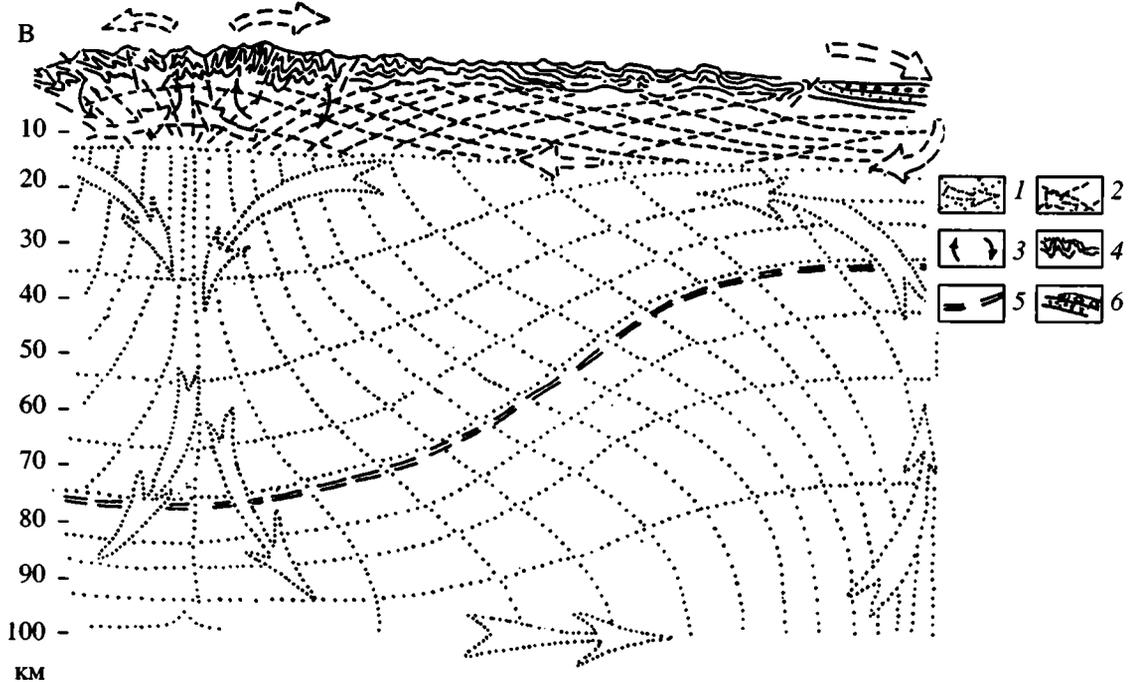
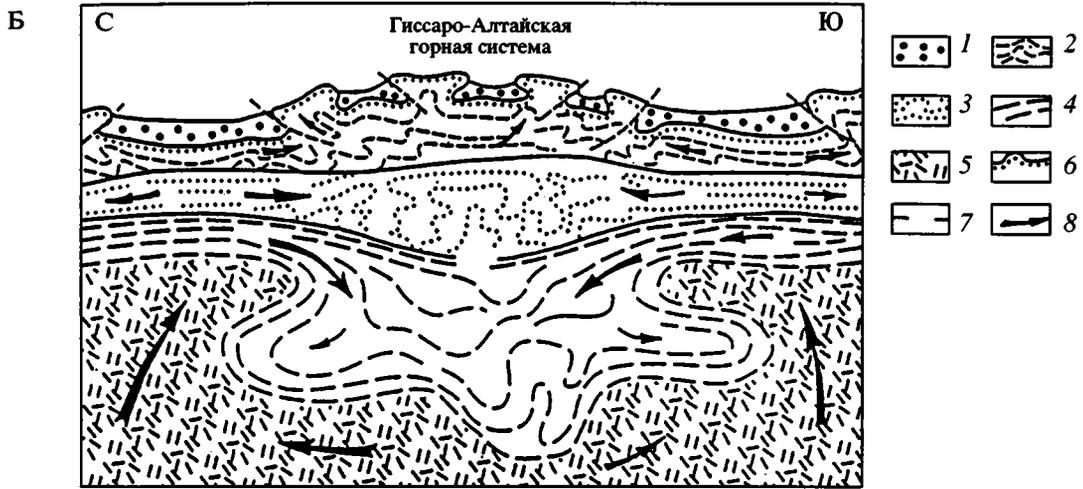
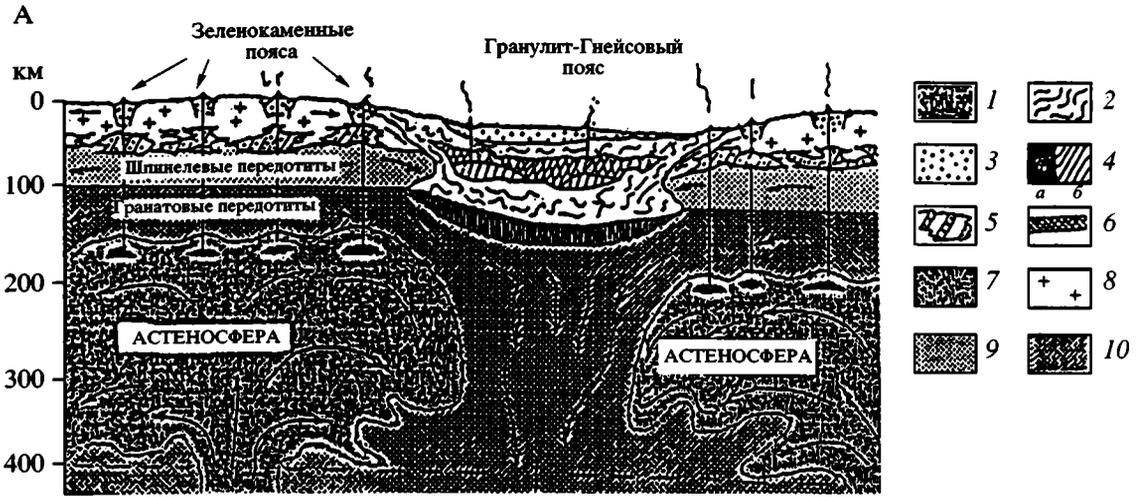
ным, почему в большинстве реальных складчатых зон ансамбли складок демонстрируют преобладание горизонтального сжатия и не удается увидеть компенсирующие зоны растяжения, – они либо скрыты на глубине, либо оказались эродированными.

Другой важной особенностью адвекции, вытекающей из идеализированных моделей, является то, что по мере развития процесса нарастает амплитуда горизонтальных перемещений, захватывающих, однако, тонкий поверхностный слой модели. На далеко продвинутых стадиях процесса горизонтальные смещения могут превышать вертикальные амплитуды в несколько раз. Реализацию этой особенности адвекции можно увидеть только при сопоставлении типичных разрезов через разные складчатые области. Например, таких, как Большой Кавказ–Альпы–Апеннины, когда происходит последовательный переход от области преимущественно “вертикальной” тектоники к области “горизонтальной” тектоники [33].

Если рассмотреть теперь адвекцию с точки зрения равновесности–неравновесности системы, вовлеченной в этот процесс, а также направленности потоков энергии, то должно проясниться, насколько правомерно относить такого рода преобразования литосферы к самоорганизующимся процессам, т.е. антиэнтропийным. Целесообразно рассмотреть эти вопросы на примере развития типичной складчатой области, то есть обратиться к адвекции на уровне глубинного диапиризма, когда процесс охватывает преимущественно осадочные толщи и только в отдельных случаях – верхние горизонты консолидированного фундамента [26, 34].

Необходимые для возникновения процесса глубинного диапиризма условия сводятся к следующему: 1) аномальный прогрев низов осадочной толщи; 2) достаточный объем пород, подвергшихся в результате аномального прогрева дегидратации и порождающих зону аномально высокого давления, а в последующем разуплотнения; 3) большая скорость погружения осадков в зону

ПРОЦЕССЫ САМООРГАНИЗАЦИИ В ТЕКТОНИКЕ



высоких температур, превышающая скорость диссипации высвобождающейся при дегидратации воды [32]. В этих условиях в осадочной толще происходит преобразование вещества – метаморфизм, требующий затрат энергии, поступающей из разных источников: во-первых, привносимой глубинными флюидами, которые и являются основным энергоносителем и создают аномальный прогрев, во-вторых, – высвобождаемой в самой породе при попадании гипергенных минералов осадочной толщи в глубинные условия [1]. При активизации тепловых импульсов из глубоких недр происходит сложный процесс “литогенетического саморазвития комплекса миогеосинклинальных формаций” [38, с. 230]. По всей вероятности, приток энергии (сумма внешней и внутренней) превышает на начальном этапе процесса затраты энергии на метаморфизм. При определенных условиях, включая мощность осадочной толщи, на границе ее с консолидированным фундаментом возможно возникновение зон анатектического плавления [38].

Теоретические основы конвективных движений были разработаны еще в начале века Дж.У. Рэлеем и А. Бинаром, и при определенных модификациях они могут быть использованы для анализа поведения геологических тел и горных пород в процессе адвекции [6, 7]. Решающее значение для характеристики этого процесса имеет критерий устойчивости, или безразмерное число Рэля (R), выражающее эмпирическую зависимость между свойствами вещества и термодинамическими условиями, в которых оно находится. Теоретически и экспериментально было установлено, что число Рэля имеет несколько критических значений, которые отмечают рубежи между различными формами конвекции (адвекции). Первое критическое число Рэля ($R_1 > 10^3$) соответствует той границе, до достижения которой процесс конвекции не может реализоваться, а превышение его показывает, что возникла потенциальная возможность для конвективных движений в той или иной форме. Обнаружение второго и ряда последующих критических значений числа Рэля означает, что вся область возможной реализации конвективных движений разделяется на ряд подобластей, в каждой из которых конвекция (адвекция) имеет свою форму.

На этой самой первой стадии адвекции, до того, как достигнуто значение первого числа Рэля ($R_1 \approx 10^3$), в аномально прогретом осадочном комплексе возникает, по М.А. Гончарову [6], режим дилатации (разрыхления, разуплотнения). Это означает появление неравновесного состояния в поле силы тяжести при сохранении упорядоченности в горизонтально слоистой толще осадков. Как только достигнуто и превзойдено первое критическое значение числа Рэля, начинается процесс перемещения вещества, сопровождаемый дефор-

мацией. Эта стадия происходит при очевидных затратах энергии, стремлении к равновесию и нарушению первоначальной упорядоченности. (Но не при хаотическом нарушении упорядоченности, а при усложнении исходной конфигурации). В интервале между первым и вторым критическими значениями числа Рэля адвективный процесс проявляется в форме растущих развивающихся валов [6, 35].

В ряде случаев на этом процесс может остановиться. Однако дальнейшее развитие адвекции, в случае превышения второго критического значения числа Рэля ($R_2 \approx 10^4$), приводит к появлению куполовидных поднятий (ячеек Бенара). Это еще более сложная форма упорядоченности, возникающая в результате затрат энергии. На примере Большого Кавказа было показано, что валообразная форма адвекции, проявившаяся в нижней части осадочного комплекса, сочетается с куполообразными поднятиями в доальпийском фундаменте [32, 35].

Достигается ли при этом равновесие? Ведь весь процесс возник как стремление восстановить нарушенное равновесие. Вероятно, на какой-то стадии развития процесса восстановление равновесия наступает, но поскольку нет механизма, который мог бы регулировать поток поступающей энергии и остановить процесс в соответствующий момент, то вряд ли можно увидеть реальные природные системы в состоянии такого равновесия. В конкретных же складчатых областях как только развивающаяся структура формируется в поднятие, а тем более в горно-складчатую область, потенциальная энергия системы возрастает и возникает неравновесная система, подверженная противоборству созидательных эндогенных воздействий и разрушительных экзогенных.

Если соотнести это качественное представление о развитии процесса адвекции со схемой взаимосвязи процессов самоорганизации и организации, по А.П. Руденко (см. рис. 1), то можно увидеть, что преобладающим окажется движение системы по траекториям самоорганизации, означающее затраты энергии и стремление к неравновесной упорядоченности. Хотя на начальных этапах процесса, когда в результате притока энергии в равновесную упорядоченную систему (слоистую линзу накопившихся осадков) в ней возникает нарушение равновесия, адвекция оказывается совместным процессом организации и самоорганизации.

В пределе развитие процесса адвекции должно как будто достигать состояния динамического хаоса. И это можно видеть при математическом моделировании процесса адвекции [17, 18]. При условии, что в этих моделях границы между слоями разной плотности не рвутся, можно получить на достаточно далеко продвинутых стадиях процес-

са сложное, мелкочаечистое кружево, когда плотность по вертикали выравнивается, а картина становится практически хаотичной. В природе, где условие сохранения сплошности границ между слоями соблюдаться не может, этим стадиям будет соответствовать неустановившееся трехмерное течение, когда оказывается превышено значение третьего и четвертого критических чисел Рэлея [35, 37]. С этим режимом можно, видимо, отождествлять сложные деформации, наблюдающиеся в глубоко метаморфизованных толщах. Дислокации разного характера и многих порядков, нерегулярное распространение их по площади, многократные “наложения” складчатости различной ориентировки, скорее всего, являются свидетельством нестационарного движения вещества, на пределе перехода к турбулентности (рис. 4).

Режим настоящего турбулентного течения с превышением значения пятого критического числа Рэлея в условиях литосферы, по всей вероятности, должен означать появление анатектических расплавов, когда происходит полная потеря связности и упорядоченности структуры.

Таким образом, процесс адвекции на уровне глубинного диапиризма можно считать самоорганизующимся, антиэнтропийным, несмотря на то, что на ранних стадиях преобладают энтропийные процессы стремления к равновесию. По-видимому, это характерная особенность процессов адвекции во всех случаях, когда они развиваются в верхней части земной коры, вовлекая в активную зону диапира (ядро нагнетания) ту или иную часть осадочной толщи. Именно поэтому при сопоставлении и сравнительном анализе структуры самых разных складчатых и складчато-покровных областей обнаруживаются черты сходства и подобия в их строении. Давно отмечалось закономерное распределение зон морфологических типов складчатости, когда наиболее интенсивные деформации осевой зоны последовательно сменяются к периферии зонами с постепенным ослаблением деформаций. Эта особенность, как было неоднократно показано, повторяется в очень многих складчатых областях: Большой Кавказ, Копетдаг, Крым, Загрос [33]. Такая же закономерность присуща не только складчатым сооружениям альпийского Средиземноморского пояса, но выявлена в некоторых полно развитых складчатых поднятиях мезозойд, например, в Верхоянье [25, 31].

Разумеется, сходство и подобие структуры определяется и тем, на какой стадии завершился процесс адвекции. Но даже и в тех случаях, когда мы сопоставляем заведомо далекие по облику и стилю складчатые и складчато-покровные сооружения, такие, как Большой Кавказ, например, и Альпы и Апеннины, выявляется сходное распределение структурных этажей, образующих об-

щую структуру поднятий [33]. Во многих случаях линейная зональность складчатых и покровных зон, обычно параллельная общему простиранию складчатого сооружения, осложняется закономерными ундуляциями, отвечающими куполовидным воздыманиям, подпирающим осевую зону поднятия.

В целом можно констатировать, что в результате процесса адвекции, оцениваемого как антиэнтропийный самоорганизующийся процесс, формируется закономерно упорядоченная структура.

Модель адвекции как самоорганизующегося процесса может быть распространена на более глубокие горизонты активно развивающихся подвижных поясов. Хотя в этом случае оценка энергетических потоков будет не столь конкретна и сводится к тому, что все процессы структурно-вещественных преобразований в тектоносфере обеспечивает массоэнергопоток из глубоких недр, представленный, главным образом, высоко энергонасыщенными флюидами [12]. Но тем не менее такая модель может служить объяснением общей упорядоченной организации структуры подвижных поясов, выраженной в их ритмичном линейно-петельчатом строении, соразмерности активных структур (складчато-покровных поднятий и внутренних межгорных впадин), сформировавшихся в результате кардинальных структурно-вещественных преобразований литосферы [33]. Близкие по размерам и подобные по конфигурации активные структуры подвижных поясов могут быть поняты как результат работы квантов тектонического действия, понятия, сформулированного В.В. Гордиенко для внутрикоровых астенолитов [8, 9]. Однако, если внутрикоровые астенолиты (глубинные диапиры), согласно термодинамическим расчетам, имеют характерные размеры – 50 км в диаметре [9], то в масштабе всей тектоносферы эти размеры, очевидно, будут на порядок больше. И, действительно, впадины (“овалы оседания”), образовавшиеся на месте предшествовавшего воздымания астенолитов, такие, как Тирренская, Эгейская, Ионическая, Паннонская, впадины Черного моря и южная ванна Каспия, достигают около 500 км в диаметре. Не прибегая к сложным термодинамическим расчетам этих процессов, которые неизбежно будут крайне приблизительными, на уровне качественных оценок можно понять, что для того, чтобы началось внедрение астенолита в перекрывающие его толщи пород, должна накопиться некая критическая масса менее плотного материала. Размер этой массы зависит как от разницы плотностей, температур и других параметров, определяющих число Рэлея, так и от мощности и сопротивления перекрывающих астенолиты толщ. По-видимому, можно считать, что в пределах пространств подвижных поясов эти условия были более или менее сходными.

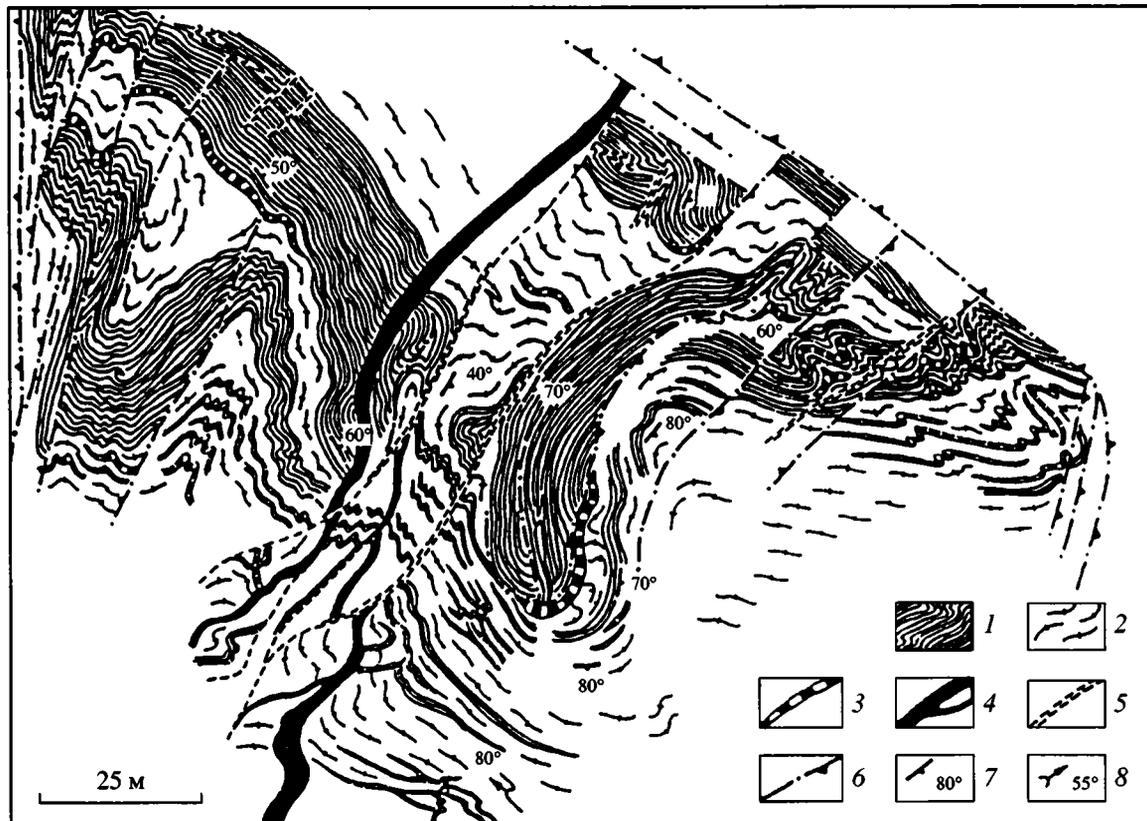


Рис. 4. Пример сложных складчато-разрывных деформаций в архейских высокометаморфизованных комплексах Кольско-Норвежского блока (по Ю.А. Морозову), демонстрирующий трехмерное нестационарное тектоническое течение.

1 – железистые кварциты; 2 – амфиболовые гнейсы; 3 – гранитные жилы; 4 – базитовые дайки; 5 – зоны зеленосланцевого диафтореза; 6 – разрывы; 7 – элементы залегания расслоенности; 8 – шарниры складок.

Таким образом, выявляемые как эмпирическое обобщение закономерные черты упорядоченности структуры земной коры на различных масштабных или иерархических уровнях находят физическое объяснение в самоорганизующемся процессе адвекции, который в более общем виде можно считать процессом тектонического течения, поскольку горные массы и объемы вещества, вовлеченные в этот процесс, рассматриваются как вязкие жидкости. И тогда можно вновь согласиться с А.В. Лукьяновым, который говорит, что “и фиксистские, и мобилистские проявления тектонических движений являются двумя сторонами единого более общего процесса развития тектоносферы. Таким процессом представляется тектоническое течение, понимаемое как разномастный многофакторный процесс, сопровождающийся множеством нелинейных эффектов и включающий все формы пластических и хрупких деформаций, миграцию жидкой фазы и подчиняющийся принципу совместности деформаций [13, с. 285]. Использование модели адвекции для

понимания этого сложного многопорядкового и многофакторного процесса упорядочивает и организует наши представления о нем.

Представление об адвекции, кроме того, конкретизирует понимание нелинейности процессов тектогенеза и расширяет понятие нелинейных геодинамических процессов, отличительным признаком которых может быть не только хаотичность структуры [19, 20], но и ее упорядоченность.

Процесс адвекции, безусловно, не исчерпывает всех возможных геодинамических моделей, но именно он был выбран для анализа тектогенеза с точки зрения самоорганизации в силу того, что в нем это свойство проявлено наиболее выразительно. В большинстве других моделей действующие (по большей части механические) силы заданы заранее, а возникновение их, как правило, относят к глубоким зонам мантии или к границе ядра, то есть к тем областям планеты, где в наших представлениях о состоянии и поведении вещества до сих пор остается множество неопределенностей. В адвективной же модели, как представля-

ется, нет зависимости от априорно избранных представлений, а также нет нужды задавать какие-либо внешние силы. В ней действуют лишь потоки энергии – эндогенной в виде энергетически насыщенных флюидов, реальность которых вряд ли стоит сейчас подвергать сомнению, и внутренней энергии горных пород, высвобождающейся в определенных термодинамических условиях. Это и обеспечивает самоорганизующийся характер процесса тектогенеза при развитии адвективных движений.

Автор приносит свою искреннюю благодарность рецензентам Ю.Н. Авсюку и А.В. Лукьянову, а также Ю.М. Пушаровскому, чьи справедливые замечания способствовали уточнению многих формулировок и более ясному изложению существа дела.

В работе использованы данные, полученные в ходе выполнения проекта по гранту РФФИ 00-05-64127.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белов Н.В., Лебедев В.И. Источники энергии геохимических процессов // *Природа*. 1957. № 5. С. 11–20.
2. Белоусов В.В. Некоторые вопросы глубинной тектоники // *Вестн. МГУ. Сер. геол.* 1960. № 5. С. 3–12.
3. Белоусов В.В. Складчатость и основные типы тектонических деформаций // *Бюл. МОИП. Отд. геол.* 1969. Вып. 4. С. 5–23.
4. Войтов Г.И. Нестабильности потоков метана в холодной дегазации Земли // *Геохимия*. 2000. № 3. С. 309–316.
5. Войтов Г.И., Рудаков В.П. Водород атмосферы подпочвенных отложений, его мониторинг и прикладные возможности // *Физика Земли*. 2000. № 6. С. 83–91.
6. Гончаров М.А. Механизм геосинклинального складкообразования. М.: Недра, 1988, 284 с.
7. Гончаров М.А. Компенсационная организация тектонического течения и структурные парагенезы // *Геотектоника*. 1993. № 4. С. 19–29.
8. Гордиенко В.В. О кванте тектонического действия // *Геофиз. журнал*. 1995. Вып. 17. № 3. С. 95–98.
9. Гордиенко В.В. Глубинные процессы в тектоносфере Земли. Киев: Наук. Думка, 1998. 85 с.
10. Кириллова И.В. Кливаж как показатель характера движения вещества в процессе развития складчатости // *Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования*. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 78–109.
11. Леонов М.Г. Геодинамические режимы Южного Тянь-Шаня в фанерозое // *Геотектоника*. 1996. № 3. С. 36–53.
12. Летников Ф.А. Флюидный режим эндогенных процессов в континентальной литосфере и проблемы металлогении // *Проблемы глобальной геодинамики*. М.: ГЕОС, 2000. С. 204–223.
13. Лукьянов А.В. Нелинейные эффекты в структурообразовании // *Проблемы геодинамики литосферы*. М.: Наука, 1999. 289 с.
14. Мур Б., Бартлет Д. Земля и биосфера // *Космическая биология и медицина*. Т.1. Космос и его освоение. М.: Наука, Вашингтон: Американский институт аэронавтики и астронавтики, 1995.
15. Мясников В.П., Новиков В.Л., Сазонов Ю.В. Конвективные движения в недрах Земли на начальных этапах ее эволюции // *Физические свойства вещества и процессы в недрах Земли*. М.: 1986. С. 43–61.
16. *Нелинейная геодинамика* / Отв. ред. Ю.М. Пушаровский. М.: Наука, 1994. 191 с.
17. Новиков В.Л., Сазонов Ю.В. О моделировании процессов складкообразования в земной коре. М., 1980. С. 22–23 (Тр. МЭИ. Вып. 499).
18. Новиков В.Л., Сазонов Ю.В. Численное моделирование адвекции в среде с непрерывным распределением параметров // *Физика Земли*. 1984. № 6. С. 15–20.
19. Пушаровский Ю.М. Нелинейная геодинамика (кредо автора) // *Геотектоника*. 1993. № 1. С. 3–6.
20. Пушаровский Ю.М. О трех парадигмах в геологии // *Геотектоника*. 1995. № 1. С. 4–11.
21. Пушаровский Ю.М., Новиков В.Л., Савельев А.А., Фадеев В.Е. Неоднородности и конвекция в тектоносфере // *Геотектоника*. 1990. № 5. С. 3–9.
22. Рамберг Х. Сила тяжести и деформации в земной коре. М.: Недра, 1985. 399 с.
23. Рогожин Е.А. Количественное сопоставление морфологии складок экспериментальных моделей и природных складчатых зон // *Экспериментальная тектоника и полевая тектонофизика*. Киев: Наук. Думка, 1991. С. 306–310.
24. Руденко А.П. Самоорганизация и синергетика // *Синергетика*. М.: Изд-во МГУ, 2000. С. 61–99.
25. Сборщиков И.М. Некоторые характерные особенности и природа складчатых дислокаций в пределах восточного крыла Верхоянского антиклинория // *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1968. № 2. С. 85–92.
26. Сомин М.Л. О структуре осевых зон Центрального Кавказа // *Докл. АН*. 2000. Т. 375. № 5. С. 662–665.
27. Сорский А.А. Об условиях формирования полной складчатости в осевой зоне Восточного Кавказа // *Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования*. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 9–41.
28. Сывороткин В.Л. Рифтогенез и озоновый слой. М.: АОЗТ “Геоинформмарк”, 1996. 62 с.
29. Сывороткин В.Л. Планета Земля – самоуправляемая система // *Система планета Земля*. М.: РОО “Гармония”, 1999. С. 1–17.
30. Шарков Е.В., Богатиков О.А., Красивская И.С. Петрологические аспекты тектоники раннего докембрия (на примере Балтийского щита) // *Общие вопросы тектоники*. Тектоника России. Мат. XXXIII тектон. совещ. М.: ГЕОС, 2000. С. 580–584.
31. Шолто В.Н. Сравнительный анализ морфологии и условий образования складчатости Верхоянья и Кавказа // *Мезозойский тектогенез*. Тр. VII сессии

- Науч. совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Магадан: Магаданское кн. изд-во, 1971. С. 21–29.
32. Шолпо В.Н. Альпийская геодинамика Большого Кавказа. М.: Недра, 1978. 176 с.
33. Шолпо В.Н. Пространственная организация структуры литосферы подвижных поясов // Геодинамика и развитие тектоносферы. М.: Наука, 1991. С. 124–135.
34. Шолпо В.Н. Гипотеза адвекции и структура ядерной части инверсионных антиклинорий Большого Кавказа // Геотектоника. 1993. № 5. С. 90–97.
35. Шолпо В.Н. Конвекция, диапиризм, адвекция // Нелинейная геодинамика. М.: Наука, 1994. С. 168–180.
36. Шолпо В.Н. Размышления о нелинейной геодинамике // Геотектоника. 1996. № 6. С. 29–37.
37. Шолпо В.Н. Парадоксы и реалии геосинклинального режима // Проблемы эволюции тектоносферы. М.: ИФЗ РАН, 1997. С. 41–61.
38. Янаскурт О.В. Предметаморфические изменения осадочных пород в стратифере // Процессы и факторы. М.: ГЕОС, 1999. 260 с.

Рецензент: А.В. Лукьянов

Self-organizing Processes in Tectonics and Geodynamic Models

V. N. Sholpo

*Schmidt Joint Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences,
Bol'shaya Gruzinskaya ul. 10, Moscow, 128810 Russia*

Abstract—Structure-forming processes in the lithosphere are discussed within the framework of an advection geodynamic model, which most adequately describes the essence of structural-material transformations in active tectonic zones. Simultaneously, this model is assessed from the standpoint of organization (entropic) and self-organization (antientropic) processes. A conclusion is drawn that the formation of fold and fold-and-thrust uplifts, as well as the evolution of mobile belts, on the whole, is predominantly a self-organizing process.

УДК 551.242.2(264)

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ НЕОДНОРОДНОСТИ И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ГЛУБОКОВОДНЫХ ВПАДИН ЮЖНОЙ АТЛАНТИКИ

© 2002 г. Ю. М. Пуцаровский¹, Ю. П. Непрочнов²¹Геологический институт РАН, 109017, Пыжевский пер., 7²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117851, Москва, Нахимовский пр., 36

Поступила в редакцию 23.07.2001 г.

В работе даны основные характеристики тектонической структуры и глубинного строения глубоководных впадин Южной Атлантики: Аргентинской, Бразильской, Ангольской и Капской. Выявлены черты сходства и различия между ними. Западные впадины по глубинному строению отличаются от восточных. Основное заключение таково: геодинамические обстановки в разных частях Южной Атлантики существенно разные, что отражается в общем морфоструктурном облике глубоководных впадин и их внутреннем строении. Структурная сложность и неоднородность глубинного строения коры приводят к выводу об избирательном проявлении протекающих в геосферах динамических и кинематических процессов, их разномасштабности, неравномерности пространственного распределения и нерегулярности действия. Во всем этом усматривается влияние на тектогенез и геофизические свойства земной коры нелинейных геодинамических факторов.

ВВЕДЕНИЕ

В опубликованной недавно работе [7] на основе компьютерной базы данных глубинного сейсмического зондирования ГСЗ были проанализированы основные особенности строения земной коры под глубоководными впадинами Центральной Атлантики и выявлены локальные неоднородности в их глубинном строении, которые коррелируются с тектоникой и геодинамикой региона.

Цель данной статьи – дать основные характеристики тектонической структуры и глубинного строения глубоководных впадин Южной Атлантики, выявить черты сходства и различия между ними, раскрыть глубинные неоднородности в пределах отдельных впадин и провести сопоставление последних с тектоническими процессами.

Геологическая изученность Южной Атлантики по сравнению с Центральной значительно слабее. Это относится как к Срединно-Атлантическому хребту, так и к впадинам, лежащим по обе его стороны. Однако к настоящему времени накопились данные, позволяющие выполнить работу обобщающего характера. Таковой и является предлагаемая статья, в которой нашли отражение результаты отечественных экспедиционных исследований.

Среди картографических материалов базовыми явились Батиметрическая карта ГЕВКО [22] и Гравиметрическая карта Мирового океана [23, 24].

Что касается сведений о глубинном строении земной коры, то с этой целью в Лаборатории сейсмических исследований Института океанологии РАН была создана компьютерная база данных ГСЗ региона (между экватором и 70° ю.ш.).

База включает 440 профилей (станций) ГСЗ (рис. 1). Из них на 134 профилях получена информация вплоть до раздела Мохоровичича, а на остальных 306 – только о верхней части земной коры. Видно, что основной объем исследований методом ГСЗ был сосредоточен в пределах шельфа и континентального склона, а глубоководные впадины изучены очень слабо. Тем не менее имеющиеся данные позволяют с определенной степенью достоверности подойти к решению поставленных задач.

На картах линейных магнитных аномалий [5] видно, что основная часть рассматриваемого региона имеет возраст литосферы до 80 млн. лет, и только в Аргентинской впадине выделены аномалии, возраст которых составляет около 120 млн. лет.

АРГЕНТИНСКАЯ ВПАДИНА

Рассматриваемая впадина по занимаемой площади – одна из наиболее крупных в Южной Атлантике (рис. 2). На западе ее ограничивает континентальный склон Южной Америки. Восточным ограничением является склон Срединно-Атлантического хребта. С севера впадина обрамляется континентальным выступом Сан-Паулу и поднятием Рио-Гранди, имеющим вероятно также континентальную природу. На юге границей впадины служит Агульяс-Фолклендский демаркационный разлом, к которому с юга примыкает Фолклендский блок континентальной коры, оборванный крупнейшим сбросом с опусканием дна до глубин 6200 м. Контур впадины проводится по изобате 4500 м. В широтном направлении впадина простирается на 2250 км, в меридиональном –

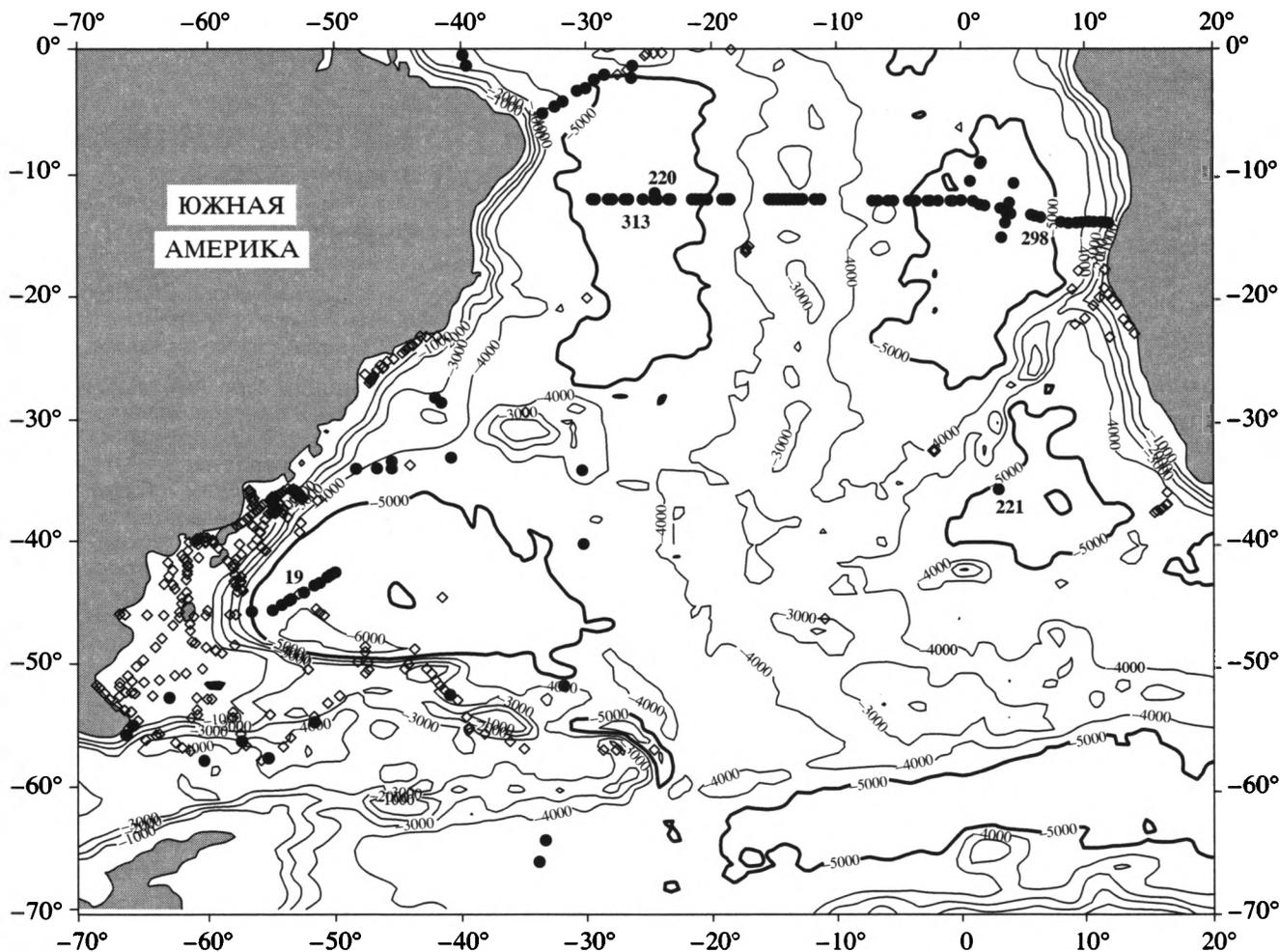


Рис. 1. Упрощенный рельеф дна Южной Атлантики по [24] и расположение станций (профилей) ГСЗ. Зачерненные кружки – пункты с данными до раздела Мохо, квадратики – то же без информации о Мохо. Изобаты проведены через 1000 м.

на 1500 км. Наибольшие глубины располагаются в боковых частях впадины; центральная часть в ней несколько возвышена.

Данные спутниковой альтиметрии и гравиметрии выявляют в строении дна разломы субширотного простирания. В основном они вписываются в систему поперечных разломов, пересекающих Срединно-Атлантический хребет. Через всю впадину четко прослеживается, однако, лишь один разлом, протягивающийся сюда из района южного окончания Китового хребта. Многие разломы в районах поднятий дна впадины прерываются. На западе впадины выделяется автономная разломная группа, примыкающая к континентальной окраине. Особенности проявления разломной тектоники дна, сосредоточение разломов в основном за пределами возвышений, учитывая общую тектоническую ситуацию данной акватории, позволяют предположить распространение в

основании впадины отдельных погребенных континентальных блоков.

Как видно из карты рельефа дна (рис. 3) [24], Аргентинская впадина имеет асимметричное строение с пологим северным бортом и очень крутым южным.

Достаточно детальные исследования методом ГСЗ выполнены в западной части впадины вдоль профиля ЮЗ-СВ-го простирания, на котором расположено 10 станций (см. рис. 3) [21].

Северо-восточный участок профиля (станции 15–19 и 37; нумерация станций здесь и далее дана по базе данных ГСЗ для Южной Атлантики) характеризуется сравнительно простым строением земной коры (рис. 4, а), в составе которой выделяются осадочный слой (скорость продольных сейсмических волн 1.7–2.0 км/с), второй слой (4.5–5.0 км/с) и третий слой (6.4–6.6 км/с). Мощность осадочного слоя варьирует от 0.4 до 1.4 км, увеличиваясь в ЮЗ-м направлении. Мощность



Рис. 2. Расположение основных структурных элементов Южной Атлантики. Структурный фон по [23].
 Абиссальные впадины (наиболее глубоководные части): А – Аргентинская, Б – Бразильская, Г – Гвинейская, Ан – Ангольская, К – Капская, Аг – Агульяс. Поднятия дна разной природы: Рг – Риу Гранди, СП – Сан-Паулу, КХ – Китовый хребет, Д – Дискавери, АП – плато Агульяс. Цифрами обозначены разломы: 1 – Романш, 2 – Вознесения, 3 – Боде Верде, 4 – Св. Елены, 5 – Мартин Вас, 6 – Рио де Жанейро, 7 – Риу Гранди, 8 – Трайстан-да-Кунья, 9 – Гоф, 10 – Агульяс-Фолклендсий, 11 – зона Принс Эдвард – тектонический раздел Атлантического и Индийского океанов. Черной прерывистой линией показана рифтовая зона САХ.

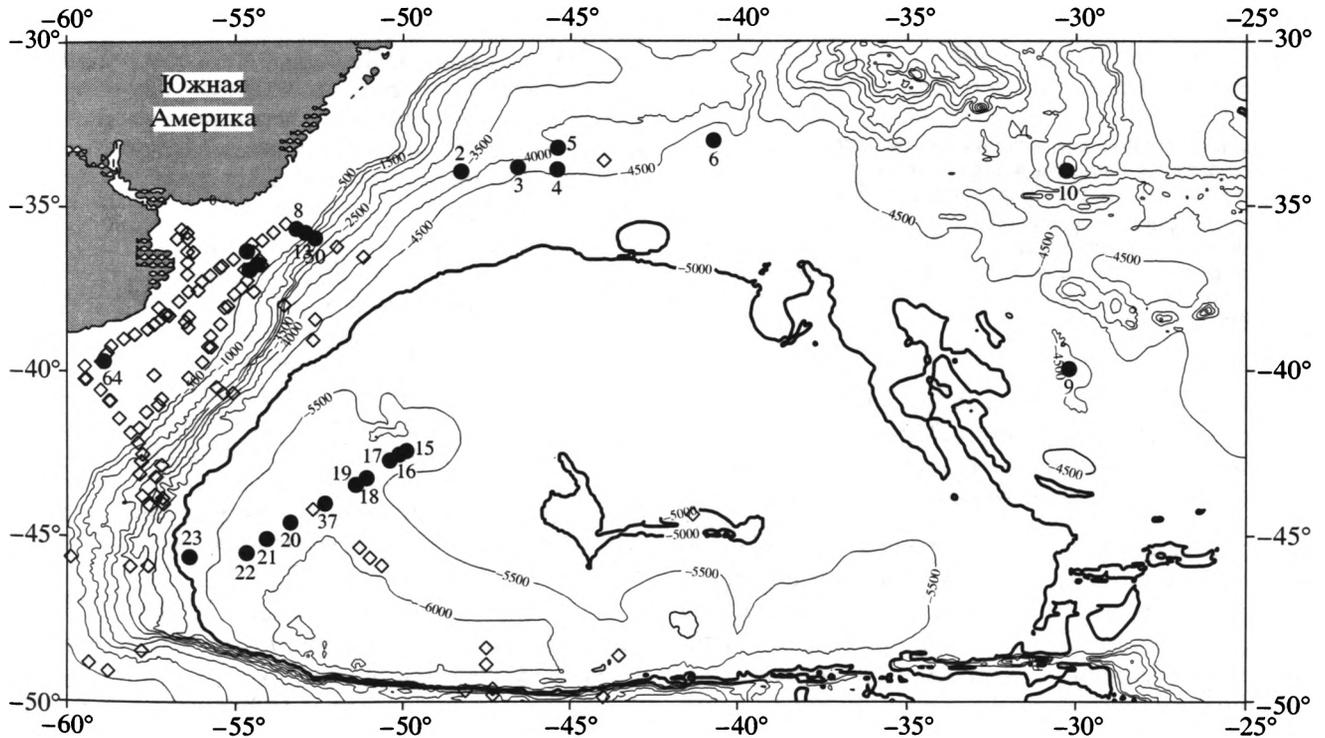


Рис. 3. Рельеф дна и расположение точек ГСЗ в Аргентинской впадине.
 Зачерненные кружки – пункты с данными до раздела Мохо, квадратики – то же без информации о Мохо. Изобаты проведены через 500 м.

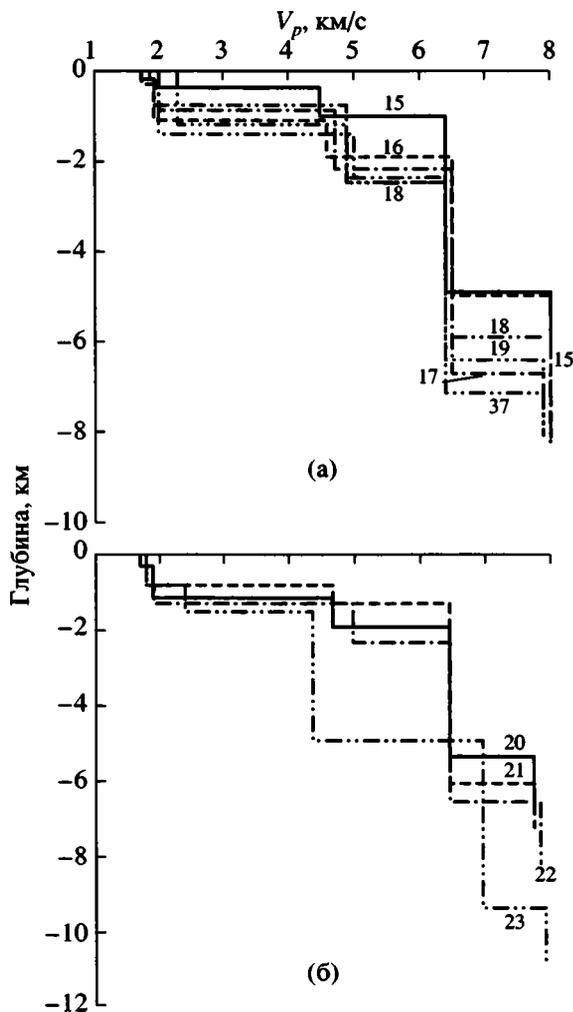


Рис. 4. Сейсмические модели земной коры и верхов мантии вдоль профиля в западной части Аргентинской впадины (см. рис. 3) по данным работы [21].

В соответствии с оригинальной публикацией здесь и далее принята упрощенная однородно-слоистая модель среды, хотя по новейшим данным все сейсмические слои характеризуются вертикальным градиентом скорости.

второго слоя коры равна 0.5–1.5 км, а третьего слоя – 3–4 км. Поверхность Мохо со скоростью сейсмических волн около 8 км/с расположена на глубинах от 5 до 7 км ниже поверхности дна океана.

Юго-западный участок профиля (станции 20–22) имеет строение земной коры, сходное с северо-восточным участком (см. рис. 4, б), и только на станции 23, наиболее близкой к подножью континентального склона, обнаружена существенно повышенная мощность второго слоя (около 3.5 км) и соответственно более глубокое залегание поверхности Мохо (около 9 км ниже дна океана). Обращает на себя внимание также повышенное значение сейсмической скорости в третьем слое

коры (7.0 км/с) по сравнению с другими участками профиля.

Как уже говорилось, по особенностям тектонического строения можно сделать предположение о присутствии в центральных и южных районах впадины фрагментов континентальных структур.

БРАЗИЛЬСКАЯ ВПАДИНА

Описываемая впадина простирается в меридиональном направлении между континентальной окраиной Южной Америки и склоном Срединно-Атлантического хребта (см. рис. 2). С юга ее ограничивают упоминавшиеся выше поднятия Сан-Паулу и Риу-Гранди. На севере впадина оканчивается в экваториальной зоне, южнее разлома Романш. Протяженность впадины – 2500 км, ширина вдвое меньше. Наибольшие глубины на севере достигают 6000 м. В средней части западной половины впадина осложнена поперечным поднятием дна (банка Аброльос) в южной части которого вдоль 20° ю.ш. простирается цепь вулканических подводных гор и островов (Тринидади, Мартин Вас и др.). Эта горная цепь лежит на простирании крупного трансформного разлома Мартин Вас, с проградацией которого и следует связывать ее образование. О такой возможности свидетельствует геология хорошо изученного острова Тринидади [20]. Остров сложен молодыми (N₂–Q) вулканокластическими и лавовыми образованиями, наиболее древний возраст которых датируется 2.5–3.5 млн. лет. На континенте цепь не прослеживается. Все это и дает основание рассматривать данную цепь как новообразование, развившееся в пределах континентальной окраины. Соответственно природа поднятия, о котором идет речь, должна рассматриваться как континентальная.

Как видно на гравиметрических картах [5, 23], дно Бразильской впадины расчленено множеством разломных структур. Ее пересекают такие крупные разломы Южной Атлантики, как (с севера на юг), Вознесения, Боде Верде, Мартин Вас, Рио де Жанейро, Риу-Гранди. Однако некоторые поперечные разломы не достигают глубоководной части впадины (Кардио, Тетяева и др.) [19]. Упомянувшееся выше поднятие в западной части впадины служит преградой проникновения разломов, что дополнительно аргументирует его континентальную основу.

В целом можно видеть существенную тектоногеодинамическую разницу в ситуациях Бразильской и Аргентинской впадин.

Экспедицией 31-го рейса НИС “Дмитрий Менделеев” в 1984 г. в северной части Бразильской впадины к югу от разлома Вознесения на одном из участков были выявлены относительно невысокие (300–800 м) и не очень протяженные (от 10–

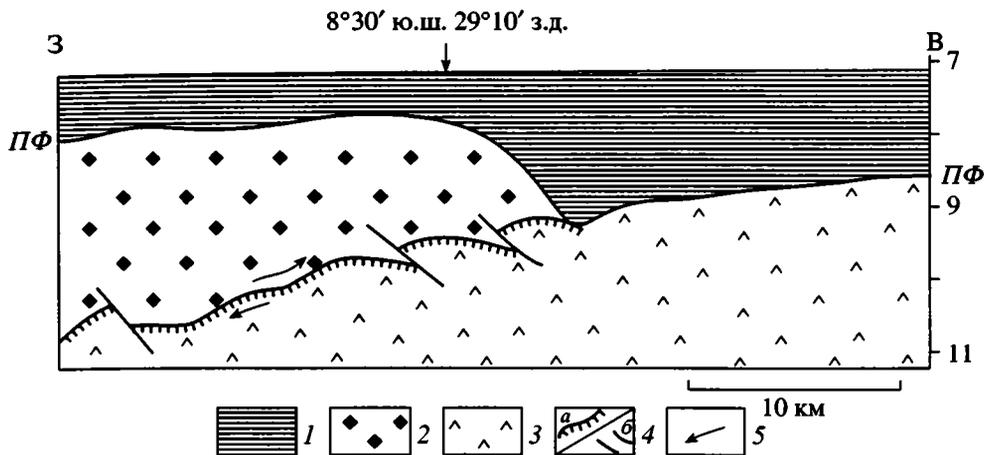


Рис. 5. Интерпретация временного разреза МОГТ, иллюстрирующая доседиментационный надвиг в консолидированной коре Бразильской котловины, по [10], с дополнениями Ю.Н. Разницына.

Видны две крупные литопластины. Разница в гипсометрии поверхности фундамента во фронтальной части надвига 1 км. Поверхность надвига деформирована и нарушена многочисленными разрывами. Поднадвиговая пластина, судя по сейсмической записи, вероятно, имеет чешуйчато-блоковую структуру.

1 – осадочный чехол; 2 – верхняя и 3 – нижняя пластины; 4 – плоскость надвига (а), нарушения плоскости надвига (б); 5 – направления перемещения пластин. ПФ – поверхность акустического фундамента.

20 до 50 км) гряды, которые по данным драгирования сложены нижними горизонтами океанической коры, в том числе милонитизированными габброидами и серпентинитами [2]. В публикации [15] эти данные были сопоставлены с результатами изучения глубинного строения Срединно-Атлантического хребта на 20° ю.ш. в 1982 г. экспедицией 7-го рейса НИС “Профессор Штокман” и рядом других данных, накопившихся к тому времени, о тектонике океанской коры. Проведенное сопоставление привело к заключению о возможном распространении в пределах основания Бразильской глубоководной впадины надвиговых структур. Этот вывод был развит в работе [17], в основу которой легли данные многоканального сейсмопрофилирования МОВ ОГТ, полученные в ходе проведения геолого-геофизических исследований на Анголо-Бразильском геотраверсе вдоль 12° ю.ш. Были отмечены полого наклоненные на восток (в сторону Срединно-Атлантического хребта) сейсмические отражающие границы, секущие земную кору от поверхности 2-го слоя до границы М, протяженностью до 80 км. По совокупности признаков они трактуются как надвиговые поверхности, а, соответственно, структура в целом определяется как надвигово-чешуйчатая (рис. 5, см. также [16]).

Следующим шагом в данном направлении следует рассматривать статью [10], демонстрирующую надвиговые структуры, выявленные глубинной сейсмикой на двух полигонах Бразильской котловины, расположенных также на Анголо-Бразильском трансекте к западу и востоку от 30° з.д. На западном полигоне выделяется серия литопластин,

разделенных пологими надвигами, вероятно, ограничивающимися на глубине поверхностью субгоризонтального срыва. Движение масс здесь в сторону срединного хребта. На восточном полигоне фиксируется тектонический рельеф, где разница в гипсометрии между перекрывающими пластинами может достигать 1 км. Для поднадвиговой пластины предполагается как наиболее вероятная чешуйчато-блоковая структура. Автор пишет, что “области тектонического торошения и скучивания океанического фундамента занимают около 70% площади Бразильской впадины” [10, с. 484]. На других, равнинных, участках предполагается ненарушенное залегание пород, образующих нормальную для океанической коры последовательность.

В Бразильской впадине проходит западная часть субширотного Анголо-Бразильского литосферного геотраверса вдоль 12° ю.ш. [2, 5, 18] (рис. 6). Здесь были расположены 9 донных сейсмических станций (см. рис. 6, а, западная часть). В качестве источников сейсмических волн применялись взрывы зарядов тротила весом от 80 до 5000 кг. Данные станции располагались через 50–100 км, а взрывы – через 5–10 км. Такая методика дала возможность решить основную задачу – изучение глубинного строения литосферы, но не позволяла достаточно детально освещать разрез земной коры (см. рис. 6, в, западная часть). Более детальная информация о строении коры получена по данным МОВ ОГТ, выполненного на том же геотраверсе. На сейсмическом разрезе (см. рис. 6, б), при построении которого дополнительно к данным МОВ ОГТ были использованы дан-

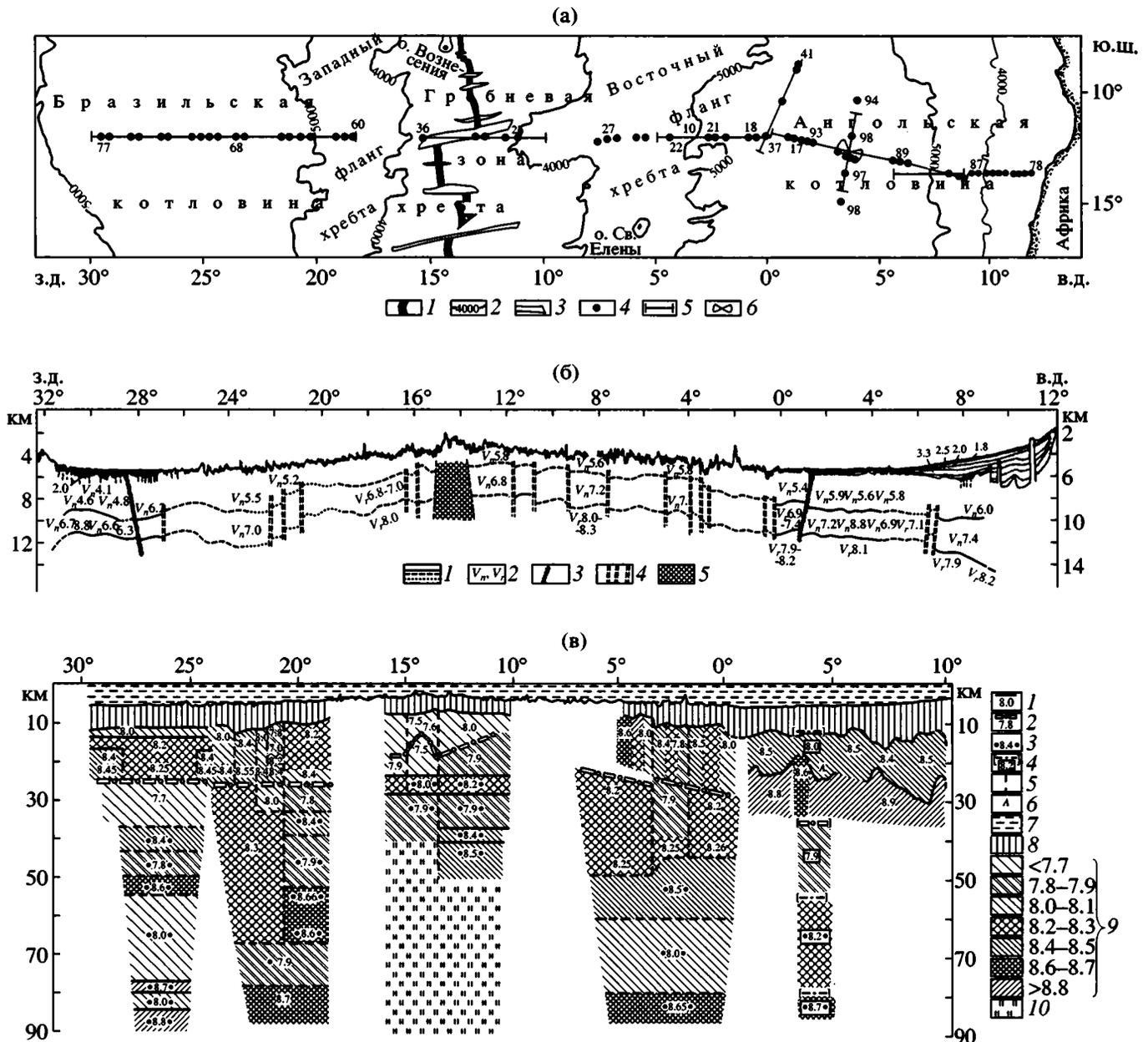


Рис. 6. Структурная схема и положение сейсмических профилей в районе Анголо-Бразильского геотраверса (а), разрез земной коры по данным МОВ ОГТ (б), разрез верхней мантии по данным ГСЗ (в) [2].

а: 1 – рифтовая долина хребта; 2 – изобаты в метрах; 3 – дизъюнктивные нарушения и трещины; 4 – положения донных станций; 5 – линии взрывов; 6 – сектор высоких скоростей в подкорковой мантии.

б: 1 – границы уверенные (сплошная линия), неуверенные (пунктир) и предполагаемые (точечная); 2 – скорости пластовые и граничные; 3 – структурные швы; 4 – предполагаемые разломы; 5 – зона отсутствия сейсмических границ.

в: 1 – границы и скорости по данным преломленных волн, зарегистрированных в первых вступлениях; 2 – кровля верхнего инверсионного слоя и принятое значение скорости для него; 3 – возможное положение границ и принятые значения скоростей по данным отраженно-преломленных волн, регистрирующихся в последующих вступлениях после прекращения прослеживания первых преломленных волн; 4 – границы и скорости по данным меридионального профиля; 5 – линии раздела блоков с разными скоростями или градиентами скоростей; 6 – анизотропный блок; 7 – водный слой; 8 – земная кора; 9 – скорости в мантии; 10 – область отсутствия отражающих горизонтов.

ные ГСЗ о граничных скоростях нижнего слоя коры и поверхности Мохо, в Бразильской котловине под слоем осадков мощностью от 100 м до 1 км выделен слой с пластовой скоростью 4.7–

6.2 км/с мощностью 2–4 км, который подстилается слоем с пластовой скоростью 6.7–7.0 км/с мощностью 2–4 км. Граница Мохо со скоростью сейсмических волн 8.0 км/с погружается в восточном

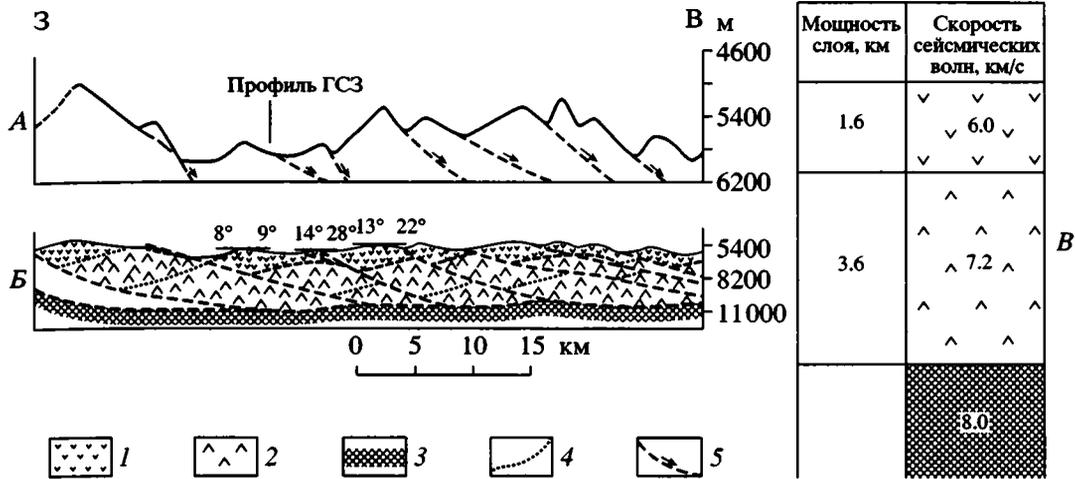


Рис. 7. Строение фундамента (А) и геолого-геофизический разрез земной коры участка Бразильской впадины в районе профиля ГСЗ (Б), объясняющий anomальное строение земной коры (В) [3].
 1 – второй и 2 – третий слой коры; 3 – мантия; 4 – предполагаемая граница между слоями 3А и 3В со скоростями соответственно 6.7 и 7.2 км/с; 5 – сбросы. Положение профиля см. на рис. 6.

направлении от 4 до 7 км ниже поверхности дна. В пределах Бразильской котловины по данным МОВ ОГТ выделяется несколько блоков коры, отличающихся значениями пластовых скоростей во втором и третьем слоях. Эти блоки разделяются глубинными разломами, которыми, судя по данным ГСЗ (см. рис. 6, в), проникают и в верхнюю мантию.

Более детальные исследования земной коры Бразильской котловины методом ГСЗ были выполнены в 31-м рейсе НИС “Дмитрий Менделеев” на меридиональном профиле длиной 74 км с использованием трех данных станций и мощного пневмоизлучателя [6, 8, 9] (см. рис. 1, точка 220). По данным геофизической съемки, для этого района характерен грядовый рельеф дна и фундамента с субширотным простиранием структур. Ширина гряд 5–10 км; они разделены V-образными долинами. Превышение гребней над дном долин (по фундаменту) составляет 300–600 м, углы склонов варьируют от 5–15 до 20–25° (рис. 7) [3]. Профиль ГСЗ был расположен вдоль одной из долин с глубиной около 6 км. Под маломощными осадками (100–200 м) здесь обнаружены слой 2 (скорость 6 км/с, мощность 1.6 км) и слой 3В (скорость 7.2 км/с, мощность 3.6 км). Поверхность Мохо характеризуется сейсмической скоростью 8 км/с. На рис. 7,б приведен геолого-геофизический разрез земной коры, объясняющий отсутствие слоя 3А на исследованном участке Бразильской впадины в результате латерального смещения блоков коры [3].

АНГОЛЬСКАЯ ВПАДИНА

Структурным ограничением впадины на севере является Камерунская линия подводных вулканических гор, а на юге – одно из наиболее крупных поднятий океанского дна Атлантики – Китовый хребет (см. рис. 2). С востока впадина постепенно сменяется континентальным склоном Африки. На западе она сопрягается со склоном Срединно-Атлантического хребта. Здесь проходит несколько параллельных разломов север-северо-западного простирания [4]. Впадина вытянута в субмеридиональном направлении. Ее центральная часть представляет абиссальную равнину протяженностью ~800 км и шириной ~450 км, лежащую на глубинах 5500–5700 м.

По периферии впадины существует три системы разломов (рис. 8), одна из них упомянута выше. Другая система представлена трансформными разломами, пересекающими Срединно-Атлантический хребет. В большинстве они оканчиваются у западной окраины впадины (разломы Кардно, Тетяева, Св. Елены, Хотспур). Однако на севере и юге разломы прослеживаются в пределах впадины (разломы Боде Верде и Мартин Вас, соответственно). По окончаниям разломных структур можно наметить контур блока литосферы, находящегося в основании наиболее глубокой части впадины. Третья система разломов расположена с восточной стороны впадины. Эти разломы имеют запад-северо-западное и широтное простирания и резко дискордантны по отношению к системе трансформных разломов срединного хребта, представляя особую генерацию разрывных нарушений. Их, как можно полагать, следует связать с

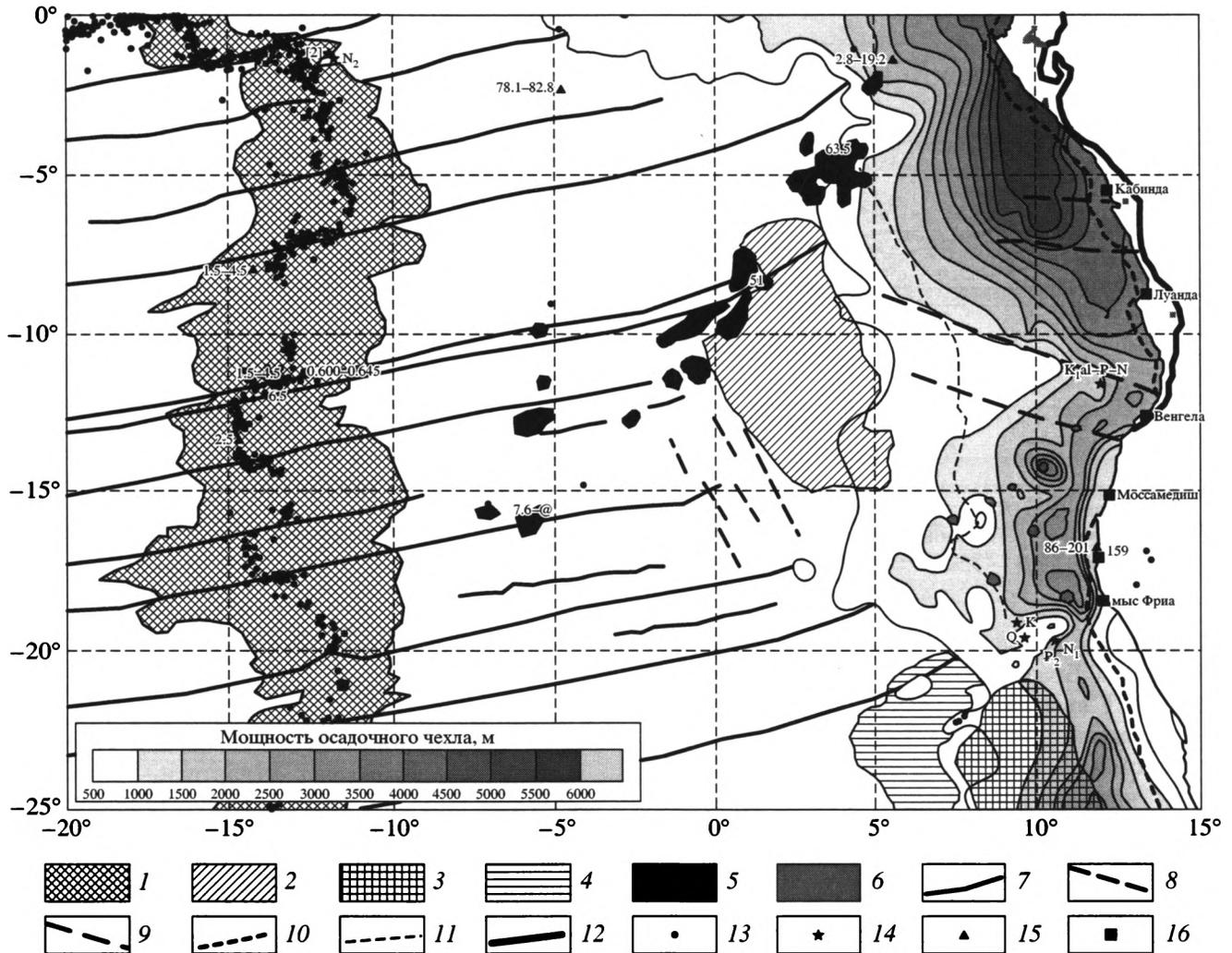


Рис. 8. Тектоническая схема Ангольской впадины [4].

1 – гребневая зона Срединно-Атлантического хребта; 2, 3 – наиболее погруженные части впадин: 2 – Ангольской, 3 – Капской; 4 – Китовый хребет с мощностями осадочного чехла менее 500 м; 5, 6 – подводные горы и вулканические сооружения; 5 – Камерунской линии, 6 – юго-восточной части Ангольской котловины; 7–9 – разломы: 7 – трансформные, 8 – северо-западного простирания, 9 – западного обрамления Ангольской котловины; 10 – край шельфа; 11 – основание континентального подножия; 12 – граница осадочных бассейнов на континенте; 13 – эпицентры землетрясений; 14 – скважины глубоководного бурения и возраст на забое; 15 – точки с определениями абсолютного возраста с указанием минимальных и максимальных значений, млн. лет; 16 – географические объекты.

процессом разрушения африканской континентальной окраины.

Что касается глубоководного блока Ангольской впадины, то нужно отметить отсутствие на его значительной площади подводных гор. Лишь на крайнем севере выступают единичные вулканические постройки, в основном приуроченные к Камерунской вулканической линии. Морфоструктурные особенности впадины и ее соотношение с континентальной окраиной Африки наводят на мысль о возможности простирания в ее пределы в геологическом прошлом континентальной коры.

Структура основания впадины выявлялась в процессе осуществления Анголо-Бразильского геотраверса в 1979–1986 гг. Краткие сведения о ней приводятся в работе [11].

Поверхность акустического фундамента в Ангольской впадине отличается слабой расчлененностью и относительно выровненным рельефом. Между 9 и 12° ю.ш. в верхней части фундамента осадочного чехла выявлено взбросовое и чешуйчато-надвиговое строение с размерами блоковых и надвиговых элементов 2–5 км, то есть сравнительно небольшими. Глубина проникновения деформаций также небольшая. Поверхности разрывов наклонены на запад, т.е. в сторону Средин-

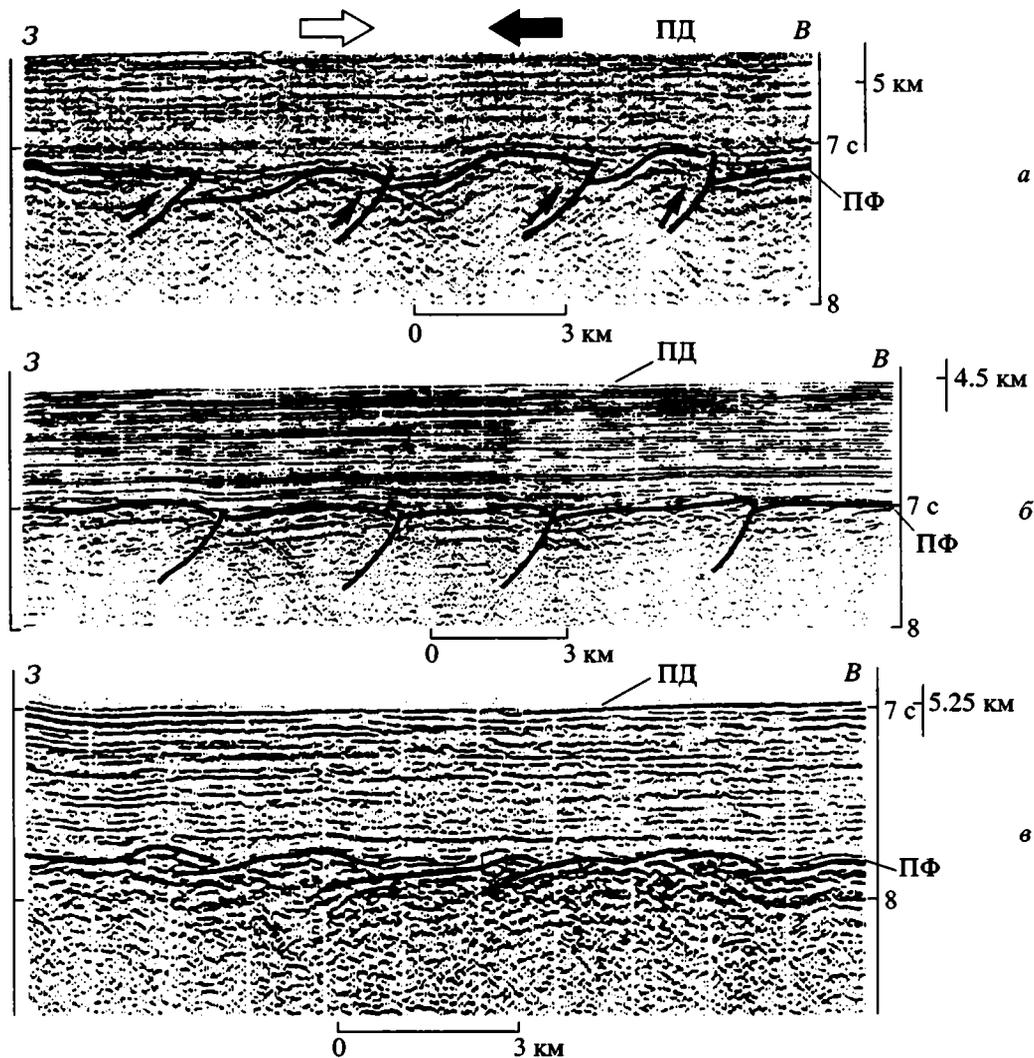


Рис. 9. Фрагменты сейсмических профилей МОГТ, иллюстрирующие типичное строение второго слоя океанической коры в Ангольской котловине в районе 9–12° ю.ш. [11]: а, б – блоковые структуры, в – чешуйчатая структура.

ПД – поверхность дна, ПФ – поверхность 2-го слоя. Наклонные стрелки – направления доседиментационного смещения блоков. Вертикальная шкала – двойное время прохождения сигнала в секундах. Белая горизонтальная стрелка – направление доседиментационного сжатия, черная – более позднего сжатия.

но-Атлантического хребта (рис. 9). Поскольку осадочный чехол не затронут деформациями, время образования последних относится к ранней стадии океаногенеза.

Профили на рис. 9 отражают типичные сейсмозаписи для Ангольской впадины. Они (а, следовательно, и структурные особенности), определенно отличают тектоническое строение основания Ангольской глубоководной впадины от Бразильской.

Анголо-Бразильский геотраверс пересек Ангольскую впадину в северной ее половине на протяжении 1000 км (см. рис. 6, а, восточная часть) [2]. Здесь, по данным МОВ ОГТ (см. рис. 6, б), восточная часть), под осадками выделен второй слой коры с пластовыми скоростями 5.6–6.0 км/с мощностью 2–4 км и третий слой с пластовыми

скоростями 6.8–7.4 км/с (граничная скорость, по данным ГСЗ, – 7.1 км/с) мощностью 3–4 км. Поверхность Мохо (граничная скорость 7.9–8.2 км/с) погружается в восточном направлении от 5 до 10 км ниже поверхности дна. В Ангольской впадине, по данным МОВ ОГТ, как и в Бразильской, выделено несколько блоков коры с разными значениями пластовых скоростей, которые разделены глубокими разломами. Результаты ГСЗ (см. рис. 6, в, восточная часть) свидетельствуют о существенной латеральной изменчивости строения литосферы Ангольской впадины до глубин 80 км.

КАПСКАЯ ВПАДИНА

Капская впадина располагается к западу от Южной Африки (см. рис. 2). Она простирается от

Китового хребта на севере до Агульяс-Фолклендского демаркационного разлома. С западной стороны впадина окаймляется Срединно-Атлантическим хребтом. В плане она имеет форму, близкую к треугольнику, вытянутому в северо-северо-восточном направлении, западная и восточная стороны которого примерно одинаковы, их длина ~2000 км; южная – несколько меньше. Рельеф дна впадины осложнен значительными поднятиями, особенно в центральной части. Наибольшие глубины очерчиваются изобатой 5000 м, поднятия – 3000 м. Оора Вима, расположенная в центральной части, лежит на глубине 11 м. Контуры поднятий нерезкие. В юго-западном углу Капская впадина отделена от срединного хребта подводным горным массивом. Наиболее высокой вершиной является гора Дискавери (глубина 389 м). Другие горы находятся на глубинах 444 м, 586 м, 635 м и 737 м.

На дне впадины на гравиметрической карте выделяются разломные структуры. Они простираются в северо-восточном направлении, параллельно восточному отрезку Агульяс-Фолклендского разлома. Здесь можно видеть продолжения крупных трансформных разломных структур – Тристан-да-Кунья и Гоф, прерванных Китовым хребтом. В большинстве разломы не выходят за пределы района центральных поднятий и лишь иногда достигают материкового склона Африки. Общая ситуация разломной тектоники в акватории такова, что наводит на мысль о существовании здесь в прошлом локальной спрединговой зоны.

В Капской впадине методом ГСЗ достаточно детально изучен только один участок, расположенный в ее западном районе (станция 221 на рис. 1) [6, 8, 9]. Здесь под слоем осадков мощностью 0.5 км обнаружен второй слой со скоростью сейсмических волн 5.5 км/с и мощностью 1.2 км. Третий слой коры характеризуется сейсмической скоростью 6.8 км/с и имеет мощность около 3.5 км. Поверхность Мохо со скоростью 8.2 км/с залегает на глубине 5 км ниже дна океана.

ОБСУЖДЕНИЕ

Сопоставляя особенности морфометрии, тектоники и глубинного строения глубоководных впадин Южной Атлантики, можно видеть существенные различия между ними. Если рассматривать их форму в плане, то констатируется следующее: Аргентинская впадина имеет трапецевидную форму (основание находится на юге); Бразильская – форму, вытянутую в меридиональном направлении; Ангольская впадина представляется изометричной, несколько вытянутой в направлении с юго-запада на северо-восток; Капская впадина также вытянута на северо-восток, но форма ее приближается к равностороннему треугольнику с основанием на юге. Размеры впадин также раз-

ные, западная пара занимает более значительные площади. На рис. 1 и 2 видны различия в площадях наиболее глубоких частей впадин. Самые большие глубины (более 6 км) находятся в Аргентинской впадине.

В отношении внутреннего строения впадин отметим, что в каждой из них существуют поднятия дна. Однако тектоническое положение поднятий, структурная роль и природа неодинаковы. Как было видно, корректно предполагать, в основании поднятых участков дна Аргентинской впадины наличие блоков континентальной природы. То же самое, но более определенно, можно сказать о поднятии на западе Бразильской впадины, которое менее затронуто процессом деконтинентализации. Это тем более вероятно, что оно находится в пределах материкового подножья [19]. Нельзя исключать присутствие континентальной структуры (измененной, конечно), в основании наиболее глубоководной части Ангольской впадины. Что же касается поднятия Капской впадины, то там по обилию разломов и структурному рисунку дна можно ожидать следы малой спрединговой системы [14].

В отношении поперечных разломных структур (трансформных и иных) следует отметить, что в случае соприкосновения с аномальными коровыми неоднородностями (континентальными останцами, вулканическими массивами) они обычно обрываются, либо прерываются. В то же время в отдельных случаях разломы прорезают такие неоднородности.

В 80-х годах прошлого столетия в структуре океанской коры была обнаружена тектоническая расслоенность [15, 17, 11]. Одной из тектонических структур, в которой подобное явление доказательно установлено, явилась Бразильская впадина [17].

Надвиговые структуры влияют на строение земной коры, что и было показано авторами в публикации, касающейся глубоководных впадин в Центральной Атлантике [7]. Проведенные сейсмические работы в Аргентинской и Капской впадинах Южной Атлантики пока недостаточны, чтобы фиксировать надвиги. Однако исключать присутствие в их основании тектонически расслоенных структур не следует. Естественно, что при осреднении геофизических данных такого рода структуры не фиксируются.

Анализируя строение земной коры двух северных впадин Южной Атлантики, можно сделать вывод, что земная кора Ангольской впадины существенно отличается от коры Бразильской впадины (рис. 10). В коре Бразильской впадины выделен слой со скоростью 4 км/с и мощностью в среднем 3 км. Этот слой отсутствует в Ангольской впадине, но здесь выделен слой со скоростью 6 км/с.

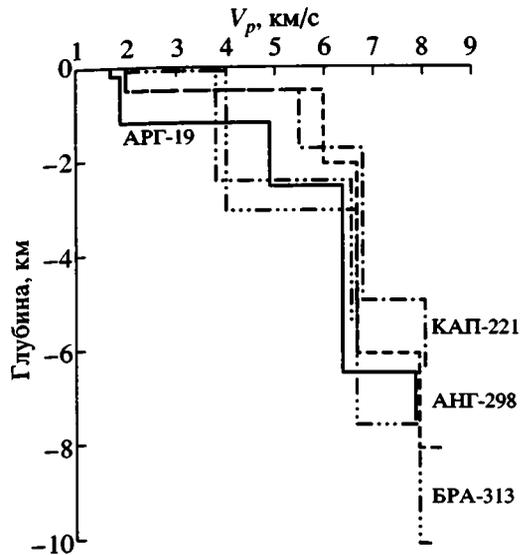


Рис. 10. Сравнение сейсмических моделей земной коры и верхов мантии впадин Южной Атлантики по данным ГСЗ.

АРГ-19 – Аргентинская впадина, станция 19; BRA-313 – Бразильская впадина, станция 313; АНГ-298 – Ангольская впадина, станция 2948; КАП-221 – Капская впадина, станция 221.

По всему Анголо-Бразильскому геотраверсу наблюдается воздымание границы М от впадины к хребту. Мощность земной коры минимальна под осью Срединно-Атлантического хребта (4 км).

Рифтовая зона хребта по строению коры и верхов мантии отличается от остальных участков геотраверса. Здесь нет типичных для третьего слоя скоростей 5.6–6.7 км/с и наблюдается понижение значения скорости вдоль границы Мохо до 7.5 км/с.

Сопоставление сейсмических моделей земной коры и верхов мантии всех исследованных котловин Южной Атлантики приведено на рис. 10. Интересно, что западные впадины этого региона (Бразильская и Аргентинская) заметно отличаются от восточных (Ангольской и Капской) строением верхней части консолидированной коры: на западе выделен слой 2В (3.8–4.0 км/с), а на востоке – слой 2С (5.5–6.0 км/с). Западные впадины имеют несколько меньшую мощность земной коры, чем восточные.

ВЫВОДЫ

Анализ приведенных выше данных позволяет сделать следующие выводы.

1. Общее положение о структурной симметрии Южной Атлантики отражает действительное положение вещей лишь в очень приближенном виде. Морфотектонические особенности абиссальных впадин существенно различны, причем между

впадинами запада и востока имеется определенное различие в глубинном строении.

2. В основании впадин, судя по морфоструктурным особенностям и гравиметрической карте [23], вероятно локальное распространение фрагментов континентальной коры, хотя и не фиксируемое ГСЗ. Это следует иметь в виду при реконструкциях соотношений Африки и Южной Америки в то или иное геологическое время.

3. Геодинамические обстановки в разных частях Южной Атлантики существенно разные, что отражается на общем структурном облике глубоководных впадин и их внутреннем строении. Структурная сложность и неоднородность глубинного строения коры позволяют сделать заключение об избирательности протекающих в геосферах динамических и кинематических процессов, их разномасштабности и неравномерности проявления. Во всем этом усматривается влияние на тектогенез и геофизические свойства земной коры нелинейных геодинамических факторов [12, 13].

4. Сопоставление данных ГСЗ по впадинам Южной и Центральной Атлантики выявляет как сходство строения земной коры исследованных впадин (все они характеризуются океаническим типом коры мощностью 5–7 км), так и существенные различия, связанные с конкретными геодинамическими условиями. По строению верхней части земной коры (слой 2) впадины восточной части Южной Атлантики (Ангольская и Капская) ближе к впадинам Зеленого Мыса и Гвианской в Центральной Атлантике: во всех этих впадинах выделен слой 2В со скоростью сейсмических волн около 4 км/с. Бразильская и Аргентинская впадины Южной Атлантики, как и впадины Канарская и Сьерра-Леоне Центральной Атлантики, отличаются повышенными скоростями сейсмических волн в слое 2 (соответственно до 5.8 и 5.0 км/с). Установление причин выявленных различий в глубинном строении океанских впадин должно быть задачей дальнейших более детальных исследований.

Авторы благодарны В.В. Безвербной, О.Ю. Ганже и Г.А. Семенову, принимавшим участие в создании и анализе банка данных ГСЗ. Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты 00-05-64235 и 00-05-64730).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геофизические поля и строение дна океанских котловин / Отв. ред. Ю.П. Непрочнов. М.: Наука, 1990. 220 с.
2. Глубинное сейсмическое зондирование литосферы на Анголо-Бразильском геотраверсе / Отв. ред. С.М. Зверев, И.П. Косминская, Ю.В. Тулина. М.: НГК РАН, ОИФЗ РАН, 1996. 145 с.
3. Казьмин В.Г., Левченко О.В., Мерклин Л.Р., Непрочнов Ю.П., Седов В.В. Некоторые особенности

- структуры океанической коры на примере Бразильской котловины // Геотектоника. 1986. № 2. С. 46–55.
4. Мазарович А.О., Соколов С.Ю. Разломы Ангольской котловины // Российский журнал наук о Земле. 1999. Т. 1. № 3. С. 251–269.
 5. Международный геолого-геофизический атлас Атлантического океана. М.: Межправит. океанограф. комисс., Мингео СССР, АН СССР, ГУТК, 1989–1990. 158 с.
 6. Непрочнов Ю.П. 31-й рейс НИС “Дмитрий Менделеев” // Океанология. 1985. Т. 25. № 2. С. 361–365.
 7. Непрочнов Ю.П., Пушаровский Ю.М. Неоднородности глубинного строения котловин Центральной Атлантики // Докл. РАН. 2000. Т. 373. № 6. С. 800–804.
 8. Непрочнов Ю.П., Седов В.В., Мерклин Л.Р., Горюничский А.М., Ваньян Л.Л., Евсюков Ю.Д. Комплексные геофизические исследования котловин Атлантического океана // Геофизические поля Атлантического океана. М.: МГК, 1988. С. 52–59.
 9. Непрочнов Ю.П., Седов В.В., Покрышкин А.А., Акецьев Л.Г., Гринько Б.Н., Островский А.А., Холопов Б.В. Новые данные о строении земной коры и сейсмичности котловин Атлантического и Индийского океанов // Океанология. 1986. Т. 290. № 6. С. 1448–1453.
 10. Пилипенко А.И. Тектонические деформации Бразильской котловины // Докл. АН СССР. 1993. Т. 330. № 4. С. 484–487.
 11. Пилипенко А.И. Тектоническая расслоенность океанической коры глубоководных котловин (по сейсмическим материалам) // Геотектоника. 1994. № 1. С. 49–61.
 12. Пушаровский Ю.М. Геологическое выражение нелинейных геодинамических процессов // Геотектоника. 1998. № 1. С. 3–4.
 13. Пушаровский Ю.М. Линейность и нелинейность в геологии // Геотектоника. 1999. № 3. С. 42–49.
 14. Пушаровский Ю.М. Малые спрединговые системы в современных океанах и их геодинамическое значение // Докл. РАН. 1999. Т. 369. № 4. С. 498–502.
 15. Пушаровский Ю.М., Ельников И.Н., Перфильев А.С. Новые данные о глубинном строении Срединно-Атлантического хребта на 20° ю.ш. // Геотектоника. 1985. № 5. С. 5–13.
 16. Разницын Ю.Н., Пилипенко А.И. Анголо-Бразильский геотраверс: структура и деформации океанической литосферы // Тектонические и геодинамические феномены. М.: Наука, 1997. С. 104–128.
 17. Разницын Ю.Н., Чинакаев Р.Г. Тектоническая расслоенность океанической коры и верхней мантии Бразильской котловины (Южная Атлантика) // Докл. АН СССР. 1989. Т. 309. № 3. С. 678–680.
 18. Углов Б.Д., Зорина Ю.Г., Кабан М.К. Анголо-Бразильский и Маскаренско-Австралийский транскеанские геотраверсы // Геолого-геофизический атлас. М.: ЦНИГРИ, 1999. 24 с.
 19. Удинцев Г.Б. Рельеф и строение дна океанов. М.: Недра, 1987. 240 с.
 20. Энциклопедия региональной геологии мира. Л.: Недра, 1980. 512 с.
 21. Ewing M., Ludwig W., Ewing J. Sediment distribution in the oceans. The Argentine Basin // J. Geophys. Res. 1964. Vol. 69. № 10. P. 2003–2032.
 22. General bathymetric chart of the oceans. 5-th edition. Ottawa, 1984.
 23. Sandwell D.T., Smith W.H.F. Marine gravity anomaly from satellite altimetry. Map. La Jolla, 1995.
 24. 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.

Tectonic Heterogeneities and Crust/Mantle Structure of Deep-Sea Basins in the South Atlantic Ocean

Yu. M. Pushcharovsky¹ and Yu. P. Neprochnov²

¹Geological Institute (GIN), Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 109017 Russia

²Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Nakhimovskii pr. 36, Moscow, 117851 Russia

Abstract—The aim of this paper is to describe the main characteristics of the tectonic pattern and crustal and mantle structure of the Argentine, Brazil, Angola, and Cape basins in the South Atlantic Ocean, with the description of the main similarities and differences among them. The principal conclusion is that the geodynamic environments of the western basins were markedly different from those of eastern ones, this fact being reflected in the general morphostructural pattern and deep structure of the basins. The complex and heterogeneous structure of the deep crust suggests selective mechanisms, different scales, a nonuniform distribution, and irregular operation of the dynamic and kinematic processes that occurred in the geospheres. This evidence proves the effect of nonlinear geodynamic factors on the tectogenesis and geophysical properties of the Earth's crust.

УДК 550.349.2:551.242.2(262.8)

СЕЙСМОТЕКТОНИКА И СОВРЕМЕННЫЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

© 2002 г. Т. П. Иванова¹, В. Г. Трифионов²¹Институт динамики геосфер РАН, 117334, Москва, Ленинский просп., 38, корп. 6²Геологический институт РАН, 109017, Москва, Пыжевский пер., 7

Поступила в редакцию 19.03.2001 г.

Рассматриваются соотношения изменений уровня Каспийского моря и режима сейсмичности Среднего и Южного Каспия и их побережий в течение последних 160 лет. Колебания уровня замкнутого водоема, 70% площади которого – некомпенсированные плиоцен-четвертичные впадины с большой мощностью осадочного чехла, сопоставляются по времени с изменениями суммарного количества сейсмической энергии, выделенной в очаговых зонах основных неотектонических структур. Показано, что понижения уровня моря приходятся на фазы усиления сейсмичности в западной части Среднего Каспия (Дербентский прогиб), Нижнекуруинской впадине и восточном обрамлении Южно-Каспийской впадины (Горганский прогиб), а подъемы уровня совпадают с увеличением сейсмической энергии, выделяемой в области западного и южного шельфа Южно-Каспийской впадины, на ее южном и западном горных обрамлениях, в Апшеронском пороге и сопряженной с его восточной частью окраине Карабогазского поднятия. Сейсмические параметры (распределение, глубина и механизмы очагов, количество выделенной сейсмической энергии) рассматриваются как показатели активности и направленности деформационных процессов в земной коре и подкоровом слое новейших структур Каспийского региона. Увеличение скорости тектонической деформации вызывает, с одной стороны, дальнейшее погружение впадин и углубление дна бассейна и, с другой стороны, его поперечное укорочение и рост локальных антиклиналей. При этом повышается интенсивность дегидратации глубинных горизонтов чехла и переноса флюидов.

ВВЕДЕНИЕ

С конца 30-х годов XIX в. наблюдениями на водомерных постах фиксируются высокочастотные вариации уровня Каспийского моря [17, 23, 24, 32]. До 1930 г., т.е. в течение почти 100 лет, он колебался в интервале от –26.6 до –25.6 м (рис. 1). Периоды колебаний измерялись годами, достигая в единичных случаях 10 лет. В 1930–1940 гг. происходило непрерывное падение уровня до отметки –27.9 м. После этого, в 1941–1976 гг., он продолжал медленно понижаться до –28.8 м с колебаниями амплитудой до 0.4 м. С 1978 г. знак колебаний резко изменился: начался быстрый, хотя и изменяющийся по скорости подъем уровня, в итоге которого к концу 1992 г. он достиг отметки –27.05 м, а к концу 1997 г. –26.5 м, т.е. почти сравнялся с отметками начала века. В 1998 г. отмечено некоторое падение уровня [32], однако пока неясно, отражает ли оно изменение генеральной тенденции или частную флуктуацию, поскольку в 1999 г. зафиксирован подъем уровня на 0.05 м.

Воздействие, которое оказывают высокочастотные вариации на побережья и функционирование береговых сооружений, представляет собой экологическую проблему. Для ее решения анализировались изменения водного баланса Каспия, определяемого изменениями погодноклиматических условий и разбора воды питающих

рек и, прежде всего, бассейна Волги на орошение и другие технические нужды [7, 9, 15–17, 41]. Параллельно с анализом изменений водного баланса было показано возможное воздействие на уровень моря современных геодинамических процессов, проявленных геодизически фиксируемыми тектоническими движениями побережий [23, 24] и изменениями динамики подземных вод [22].

В рамках обсуждаемой проблемы нами исследовалась связь колебаний уровня моря с деформационными процессами в активно развивающихся новейших структурах региона, отраженными в изменениях параметров сейсмичности: распределении эпицентров в пространстве и во времени, вариациях глубин гипоцентров, количестве выделенной сейсмической энергии и механизмах очагов землетрясений. Анализ сейсмичности проводился на основе выборки за 1835–1990 гг. из “Специализированного каталога землетрясений Северной Евразии...”, составленного в ОИФЗ РАН [31], и кадастра землетрясений Ирана [48], дополненных для периода до 1999 г. найденными по Интернету сведениями из Каталога NEIC. Полученные выборки были объединены и содержали более 1200 событий. Для сопоставления изменений сейсмичности с колебаниями уровня Каспия было рассчитано суммарное выделение сейсмической энергии по годам. При

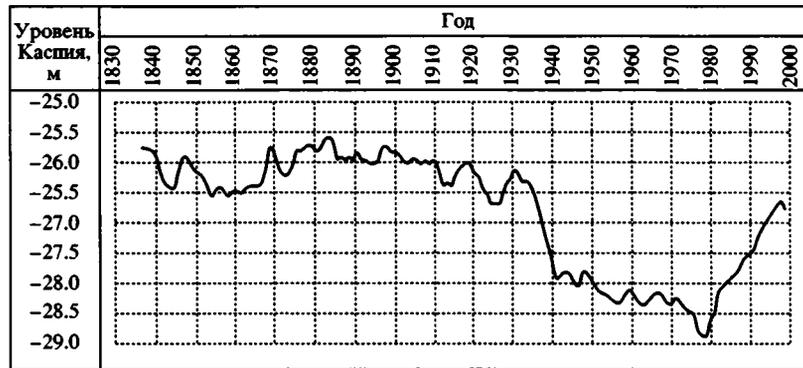


Рис. 1. Кривая колебаний уровня Каспийского моря с 1838 по 1998 гг. [23, 24, 32].

этом использовалась известная формула Т.Г. Раутиана: $\lg E(\text{дж}) = 4 + 1.8 M$. Тот факт, что формула завышает энергию сильнейших землетрясений, в данном случае не имел значения, так как были важны не абсолютные, а относительные величины выделенной энергии. Вариации сейсмичности для Каспийского региона в целом не показали однозначной корреляции с колебаниями уровня моря. Поэтому были рассчитаны величины сейсмической энергии для отдельных сейсмотектонических провинций, различающихся строением земной коры, знаком и интенсивностью неотектонических движений и сейсмичностью; исследовались также изменения напряженно-деформированного состояния региона по данным о механизмах очагов землетрясений за последние 45 лет. Результаты их сопоставления с колебаниями уровня моря интерпретировались, исходя из представления, что выделенная сейсмическая энергия является лишь частью энергии тектонических процессов и не отражает полностью их деформационного эффекта.

Авторы выражают благодарность А.И. Кожурину, С.В. Осколковой и Р.В. Трифонову за помощь в обработке данных и оформлении результатов. Ценные консультации были получены от М.П. Антипова, Ю.А. Воложа, В.И. Уломова и В.Н. Холодова. Особенно признательны авторы О.В. Соболевой и О.И. Гуценко за участие в обработке и интерпретации механизмов очагов землетрясений.

СЕЙМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРОВИНЦИИ КАСПИЙСКОГО РЕГИОНА

Выделение сейсмотектонических провинций основывалось на следующих критериях: строении земной коры [4, 19, 30], особенностях неотектонического (применительно к рассматриваемому региону – плиоцен-четвертичного) развития [2, 18, 22, 25, 28, 44], рисунке и кинематике активных разломов [33, 35], а также положении очаго-

вых зон землетрясений и динамике их активизации за рассматриваемый период времени. Хотя критерии содержат геодинамическую информацию за разные отрезки времени, они генетически связаны и определяют особенности современного тектонического развития и его сейсмических проявлений. Важнейшим элементом сейсмотектонического районирования являются очаговые зоны землетрясений, которые приурочены, как правило, к границам новейших структур, характеризующимся высокими градиентами параметров глубинного строения, контрастами знака и амплитуд новейших движений.

Северный Каспий не рассматривался из-за почти полного отсутствия землетрясений и вялости других проявлений молодой тектоники. Исследованная территория Среднего и Южного Каспия и их обрамлений, ограниченная координатами 36.5° – 44° с.ш. и 47.5° – 54.5° в.д. с небольшим расширением на юго-востоке (рис. 2), охватывает части эпипалеозойской Скифско-Туранской плиты, в разной степени переработанные альпийскими движениями, и собственно альпийские структуры. К первым относятся Средний Каспий и соседние побережья, а также восточная часть впадины Южного Каспия (провинции I, II и VII), а ко вторым – западная и южная части Южно-Каспийской впадины и ее обрамления (провинции III–VI). Позднекайнозойские тектонические движения создали систему контрастных новейших структур, к границам которых приурочены очаговые зоны землетрясений.

Провинция I представляет собой контрастное сочетание горных сооружений восточной окраины Дагестанского клина и Юго-Восточного Кавказа с Дербентским прогибом западной части Среднего Каспия¹. Их формирование происходило одновременно в плиоцен-четвертичное время и сопровождалось перерождением эпипалеозойской коры обеих структур (рис. 3, 1, 2). В Дер-

¹ Все упоминаемые в тексте географические и геологические названия см. на рис. 4.

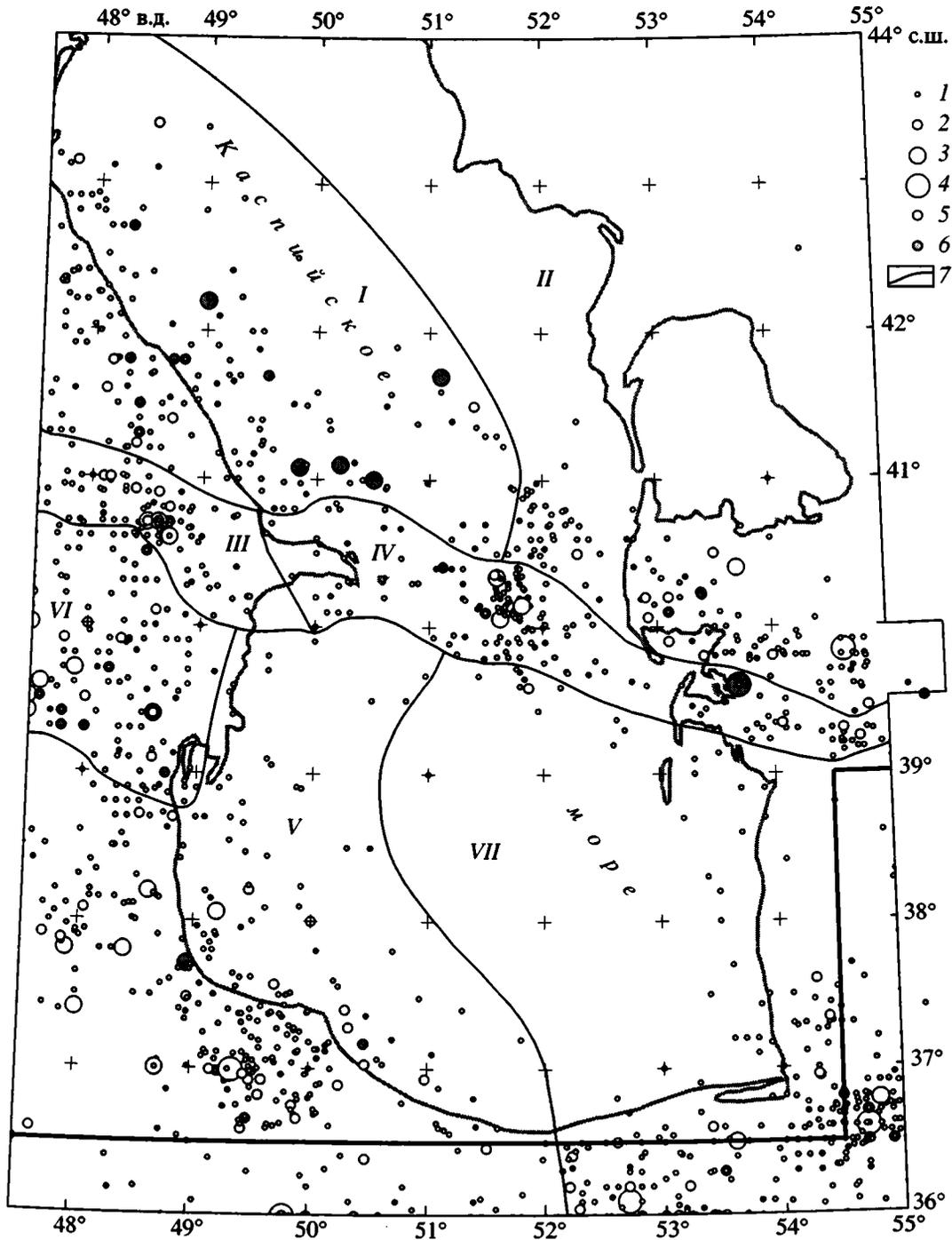


Рис. 2. Сейсмоструктурные провинции I-VII и эпицентры землетрясений Каспийского региона.
 1-4 - Магнитуды землетрясений M_s : 1 - <5, 2 - 5-5.9, 3 - 6-6.9, 4 - ≥ 7 ; 5, 6 - глубины гипоцентров: 5 - ≤ 33 км; 6 - > 33 км;
 7 - границы провинций.

бентском прогибе максимальная мощность чехла превышает 14 км, а плиоцен-четвертичного комплекса - 5 км, причем особенно интенсивное прогибание началось лишь в конце плиоцена и продолжается до сих пор, оставаясь нескомпенсированным осадконакоплением [22]. Основная

очаговая зона землетрясений, среди которых были события с M_s до 6.3 и глубинами гипоцентров до 110 км, протягивается вдоль юго-западного склона Дербентского прогиба.

Большая часть провинции II, охватывающей восточную часть Среднего Каспия и его побере-

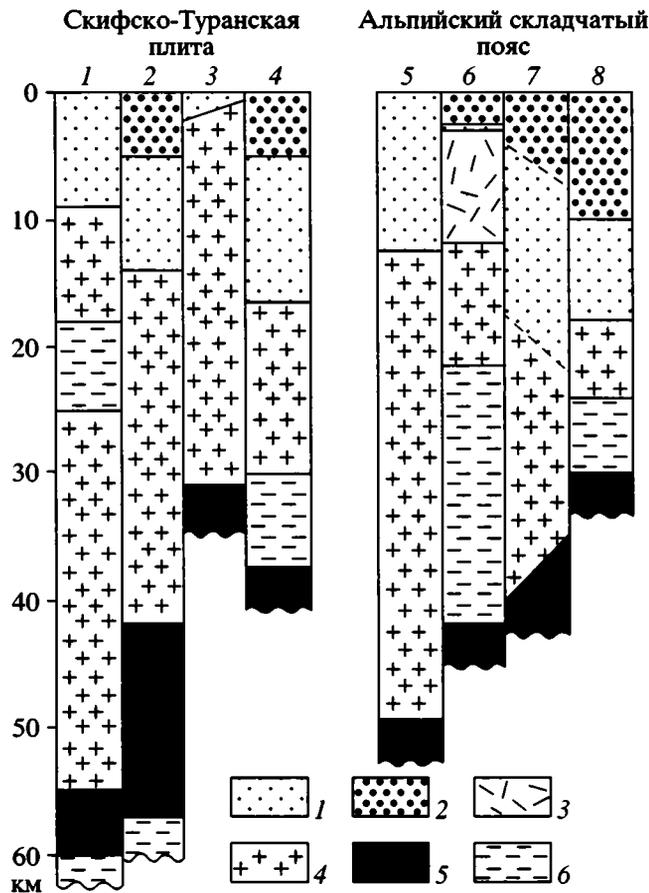


Рис. 3. Схематические глубинные разрезы провинций. 1 – осадочный чехол или его доплиоценовая часть; 2 – плиоцен–четвертичная часть чехла; 3 – юрско–нижнемеловой вулканогенный комплекс; 4 – кристаллическая часть земной коры; 5 – верхняя мантия; 6 – коровые и верхнемантийные волноводы. Цифры над разрезами. 1, 2 – провинция I: 1 – прибрежная часть Восточного Кавказа [19]; 2 – Дербентский прогиб [2, 19, 22]; 3 – провинция II, Карабогазский свод [8]; 4 – провинция VII, восточное побережье Южного Каспия [2, 4, 22, 30]; 5 – провинция III, зона Южного склона Большого Кавказа [19]; 6 – провинция VI, Нижнекуруинская впадина [19]; 7 – провинция IV, Апшеронский порог [2, 10, 22]; 8 – провинция V, западная часть Южного Каспия [4]

жья, слабо дифференцирована новейшими движениями. В ее южной части обособляется Карабогазский свод, где мощность осадочного чехла резко сокращена, а кора утонена (см. рис. 3, 3). Отмечая наличие положительной гравитационной аномалии, Р.Г. Гарецкий [8] предположительно связывает образование свода с разуплотнением верхов мантии. На южном краю провинции находятся Северо-Балханская и Южно-Балханская зоны разломов с Большебалханским рампом между ними. Здесь, на границе Карабогазского свода и Западно-Туркменской впадины, наиболее резко изменяется мощность осадочного чехла и свойства

коры [1, 21]. Именно в этой области тектонического контраста находится Краснодарско-Большебалханская зона землетрясений, в которой наблюдаются три скопления эпицентров, к восточному из которых приурочены сильнейшие землетрясения: Казанджикское 1946 г. ($M_s = 7$) и Большебалханское 6 декабря 2000 г. ($M_s = 7.4$).

В пределах провинции VII кристаллическая часть коры Западно-Туркменской низменности, сходная с корой Туранской плиты, постепенно сокращается к западу до 15–20 км под восточной частью Южного Каспия (см. рис. 3, 4). Осадочный чехол имеет умеренную мощность и сравнительно слабо деформирован. На юге мощность чехла нарастает, и он слагает Горганский передовой прогиб перед фронтом позднекайнозойских поднятий Аладага и Восточного Эльбурса, в которых признаки поперечного укорочения сочетаются с продольными левыми сдвигами. К области тектонического контраста между прогибом и поднятиями и приурочено большинство землетрясений провинции, в том числе несколько событий с $M_s > 6$.

Провинция VI (Нижнекуруинская впадина) по мощности коры и строению ее кристаллической части [19] в значительной мере сходна с провинцией VII (см. рис. 3, 6). Впадина сложена плиоцен-четвертичными осадками, достигающими мощности 3 км и перекрывающими на севере образования южного склона Паратетиса, а на юге структуры Малого Кавказа – Тальшской дуги. В Саатлинской глубокой (8 км) скважине, заложенной в южной части впадины, вскрыт 2.5-километровый разрез осадков верхнего миоцена–квартера, трансгрессивно залегающих на верхнемеловых карбонатах, которые на глубине 3 км сменяются вулканогенными отложениями нижнего мела–юры островодужного типа (ветвь Сомхето-Кафанской зоны?). Слабые землетрясения многочисленны во всей провинции, но главная очаговая зона, где происходили более сильные и все более глубокие (нижнекоровые) землетрясения, приурочена к отмеченной активными разломами (рис. 4) границе впадины с поднятием Тальшской дуги [34].

Провинция V, охватывающая западную и южную части Южного Каспия, Тальш и часть Западного Эльбурса, отличается наибольшей сложностью и контрастностью позднекайнозойских движений. Западная часть Южного Каспия представляет собой глубокую, нескомпенсированную впадину с утоненной до 8–10 км кристаллической частью коры (см. рис. 3, 8). Здесь накопилось до 20 км осадков [4, 22]. Не менее половины их приходится на плиоцен-четвертичные отложения, а мощность лишь верхнеплиоцен-четвертичного комплекса местами превышает 6 км. Наибольшие современные глубины моря достигают 1 км. Осадочный чехол впадины нарушен молодыми антиклиналями с проявлениями глиняного диа-

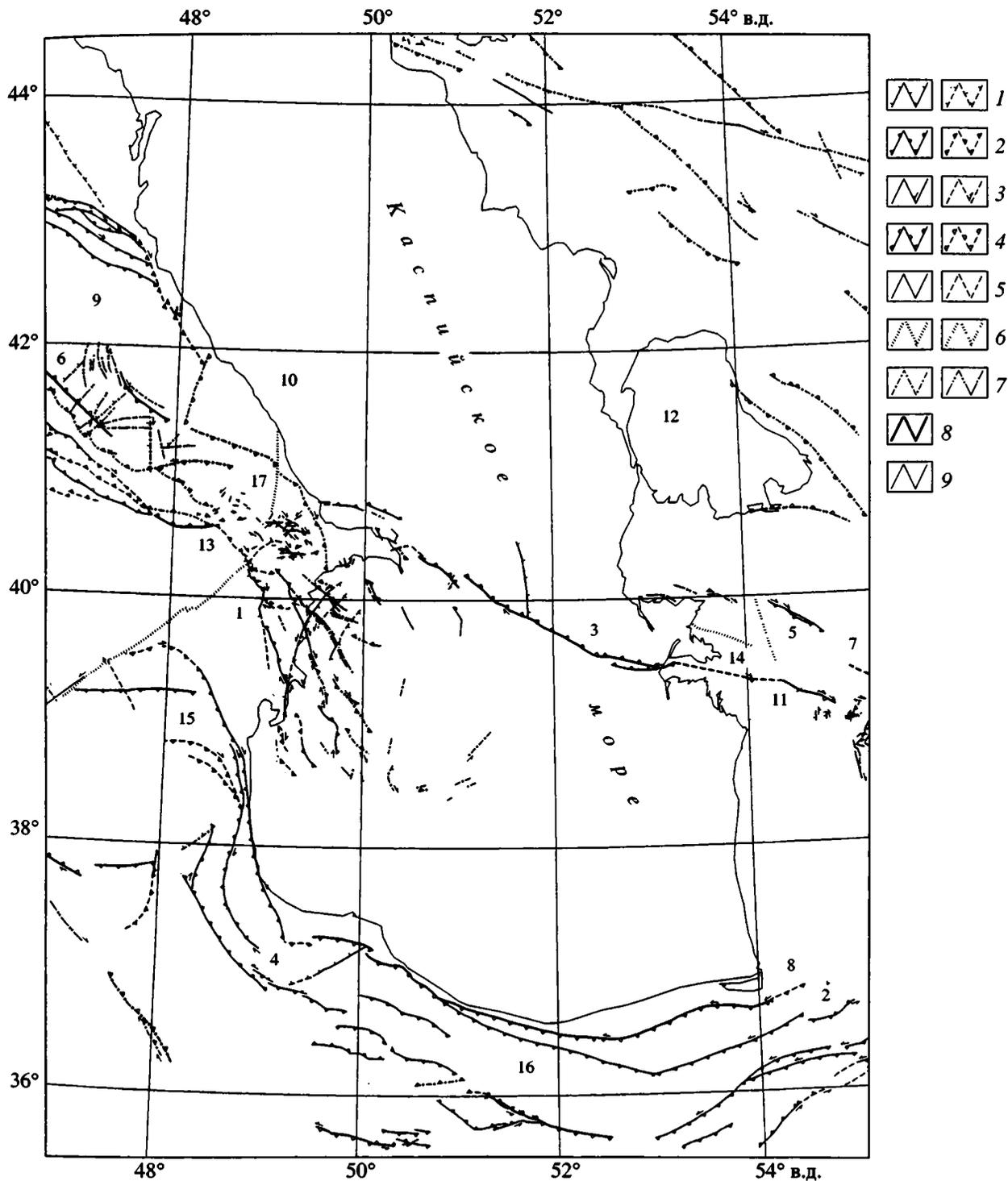


Рис. 4. Карта активных разломов Каспийского региона.

1-6 – разломы с последними зарегистрированными проявлениями активности в позднем плейстоцене и голоцене, включая историческое время (слева достоверные, справа предполагаемые): 1 – сброс, 2 – надвиг или взброс, 3 – сдвиг, 4 – флексура, 5 – разлом с неизвестным типом смещений, 6 – глубинный разлом, выраженный на поверхности лишь косвенными признаками; 7 – разломы с последними зарегистрированными проявлениями активности в среднем плейстоцене: слева достоверные, справа предполагаемые (разделены на типы, подобные 1-5); 8, 9 – средняя скорость перемещений по разлому, мм/год: 8 – ≥ 1 , 9 – < 1 . Цифры на карте: 1 – Аджичайский разлом, 2 – Аладаг, 3 – Апшеронский порог, 4 – Ардебиль, 5 – Большой Балхан (рамп), 6 – Главный Кавказский надвиг, 7 – Главный Копетдагский разлом, 8 – Горганский прогиб, 9 – Дагестанский клин, 10 – Дербентский прогиб, 11 – Исак-Челекенская зона, 12 – Кара-Богаз-Гол (залив), 13 – Карамарьянская антиклиналь, 14 – Келькорский прогиб, 15 – Талышская дуга, 16 – Эльбурс, 17 – Юго-Восточный Кавказ.

пиризма и грязевого вулканизма. От менее прогнутой Нижнекуруинской впадины ее отделяют крутые разломы. Их поверхностным выражением являются молодые сбросы, протягивающиеся вдоль побережья (см. рис. 4).

В новейшей структуре простирающегося на ЗСЗ Западного Эльбурса плиоцен-четвертичные складчатые деформации и молодые взбросо-надвиги сочетаются с продольными левосдвиговыми перемещениями [34, 45]. На западе, в Ардебиле, Эльбурс торцово сочленяется с восточным флангом Талышской дуги, в котором взбросы и другие проявления поперечного сжатия сочетаются с признаками молодого продольного правого сдвига. При указанном кинематическом различии Западный Эльбурс и Талыш сходны как в структурно-формационном отношении, так и по роли в новейшей структуре, образуя горное обрамление Южно-Каспийской впадины. К пограничной между ними области, охватывающей часть шельфа и побережье, приурочено большинство сильных землетрясений провинции. Менее протяженные очаговые зоны связаны с активными разломами Ардебил и Эльбурса. Сильнейшим там было Рудбарское землетрясение 1990 г. ($M_s = 7.4$).

Провинции III и IV целиком представляют собой высокоградиентные зоны на границах крупных новейших структур. В провинции III (зона Южного склона Большого Кавказа) этот контраст на границе с провинцией I предопределился отложением более глубоководных фаций позднего мезозоя, палеогена и раннего миоцена, формировавшихся на относительно тонкой коре Паратетиса. В позднем кайнозое контраст усилился пограничным положением зоны между Кавказом и Нижнекуруинской впадиной и выразился в формировании южновергентных складок и надвигов, приведшем к утолщению коры [19] (см. рис. 3, 5). Вблизи Южного Каспия складки становятся более изометричными и протягиваются в пределы акватории вдоль активных взбросов и правых взбросо-сдвигов. Проявления позднечетвертичной активности наиболее выразительны в Карамарьянской гряде и зоне Аджичайского (Сальян-Ленгизского) разлома, где средняя скорость позднечетвертичных подвижек достигает 1 мм/год [25, 33]. Слабые землетрясения рассеяны во всей зоне, но выделяется Шемахинский очаг, где сильнейшим было событие 1902 г. ($M_s = 6.9$).

Зона Апшеронского порога (провинция IV) находится над флексурно-разломной зоной фундамента, отделяющей Средний Каспий с его эпипалеозойской континентальной корой от Южно-Каспийской впадины. Порог образован полосой бескорневых позднеплиоцен-четвертичных конседиментационных поднятий, расположенных эшелонированно или друг за другом и продолжающих-

ся на восток Исак-Челекенской антиклинальной зоной. На севере порог ограничен глубоким и узким Северо-Апшеронским прогибом, смыкающимся на западе с Дербентским и продолжающимся в Туркмению Келькорским прогибами. Контрастное строение провинции, приуроченной к глубинному тектоническому уступу, подчеркивается протягивающейся вдоль нее эшелонированно построенной зоной активных разломов (см. рис. 4), кулисно подставляющейся на востоке Главным Копетдагским разломом и на западе продолжением Главного Кавказского надвига. Кинематика этих разломов изменяется в пределах Каспия. Если на Юго-Восточном Кавказе они являются взбросами и, по данным М.Л. Коппа [18], имеют левосдвиговую компоненту смещений, то в туркменской части системы выявлены правосдвиговые смещения, намного превышающие взбросовую компоненту [28, 33, 35]. При большом числе слабых землетрясений в провинции IV произошло сильнейшее во всем регионе Красноводское землетрясение 1895 г. ($M_s = 7.9$; глубина гипоцентра 55 км), обширный очаг которого располагался на востоке провинции. Кроме него, обособляется Центральнокаспийский очаг, где события 1986 и 1989 гг. имели $M_s \geq 6$. Их гипоцентры располагались ниже земной коры или в ее подошве.

Итак, во всех провинциях крупнейшие очаги землетрясений приурочены к областям неотектонических контрастов, что свидетельствует о современных дифференцированных движениях. При этом в провинциях I, VI и VII сейсмичность концентрируется в бортовых частях Дербентского и Горганского прогибов и Нижнекуруинской впадины, вероятно, отражая их продолжающееся прогибание, а в провинциях II, IV и V приурочена к склонам горных сооружений (прибрежная область Эльбурса и Талыша, Апшеронский порог, южная часть Карабогазского свода), подчеркивая их поднятие. Эти различия оказались существенными при оценке связи колебаний уровня Каспия с вариациями сейсмичности провинций.

СЕЙСМИЧНОСТЬ КАСПИЙСКОГО РЕГИОНА И КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ КАСПИЯ

Основной вклад в количество выделенной сейсмической энергии вносят сильнейшие землетрясения. Больше всего их произошло в очаговых областях западной и южной окраины Южно-Каспийской впадины и ее горного обрамления. Всего в рассматриваемом регионе (до 36° с.ш. на юге и 55° в.д. на юго-востоке; см. рис. 2) зарегистрировано 6 землетрясений с $M_s \geq 7$; 7 – с $M_s = 6.5-6.9$; 20 – с $M_s = 6.0-6.4$. После всех землетрясений с $M_s \geq 6.5$ отмечен подъем уровня моря (или, реже, замедление его понижения), и лишь при земле-

трясения Буйин-Зара 1962 г. ($M_s = 7.2$), наиболее удаленном от Каспия, этот подъем отстал от сейсмического события примерно на 1 год. Так, за Красноводским землетрясением 1895 г. с $M_s = 7.9$ следовал подъем уровня на 30 см, за Казанджикским 1946 г. с $M_s = 7.0$ – на 20 см, за Горганским 1890 г. с $M_s = 7.2$ – на 10 см. Подъем уровня на 8 см имел место через несколько месяцев после Шемахинского землетрясения 1902 г. с $M_s = 6.9$, а Рудбарское землетрясение 1990 г. с $M_s = 7.4$ в Западном Эльбурсе сопровождалось ускорением подъема.

Таким образом, все землетрясения с $M_s \geq 6.5$, характеризующиеся наибольшими размерами очагов и зон структурного воздействия, сопровождались подъемом уровня моря. Среди событий с $M_s = 6.0$ – 6.4 и, соответственно, меньшими размерами очагов 100-процентное совпадение с подъемом уровня показали лишь землетрясения с эпицентрами в море или вблизи от берега, тогда как среди более удаленных от Каспия землетрясений совпадение обнаружилось лишь для 60% событий.

Такой эффект сильнейших землетрясений, отмеченный в Каспийском регионе и другими исследователями [36, 42, 43], можно считать результатом остаточной сейсмической деформации (разуплотнения) на дне моря, возможно, дополняемой быстрым поступлением в водоем подземных вод. Подобный деформационный эффект подтверждают повторные геодезические наблюдения в областях сильнейших землетрясений и выполненные на их основе расчеты [27]. Подъем уровня моря на 8–30 см, который имел место при землетрясениях с магнитудами около 7 и более, вполне соизмерим с деформационным эффектом Спитакского землетрясения 1988 г. ($M_s = 7$), когда, согласно данным повторных геодезических наблюдений, северное крыло сейсмогенного разрыва поднялось на десятки сантиметров на площади около 1000 км² [6]. Если бы область такой деформации находилась на дне Каспия, она бы вызвала подъем его уровня на 8–10 см. У более слабых землетрясений площадь очага меньше и, соответственно, деформационное воздействие на уровень моря существенно слабее. Так, площадь очага землетрясения 6 марта 1986 г. в Апшеронском пороге ($M_s = 6.3$) всего 410 км² [10]. Следовательно, непосредственное воздействие сильных землетрясений могло вызывать лишь сравнительно малоамплитудные и непродолжительные изменения уровня моря.

Однако землетрясения и количество выделенной ими сейсмической энергии являются лишь частичным отражением деформационного эффекта современных тектонических процессов. Это наиболее очевидно для так называемых “мягких” землетрясений [20, 35], которые представляют собой пиковое ускорение крипа, т.е. длитель-

ного и направленного перемещения, существенно превосходящего по своей амплитуде сейсмическую подвижку, но справедливо и в отношении обычных “жестких” землетрясений. В областях с разным геологическим строением вклад сейсмогенных подвижек в тектонические движения различен. Для Центрального и Северного Ирана с мощной консолидированной частью коры он превышает 50% [46]. Подобная оценка может быть принята для восточного побережья Каспия, т.е. провинций II и отчасти VII. В глубоких осадочных бассейнах типа Месопотамского прогиба и Внешнего Загроса, к которым по многим признакам близки Дербентский прогиб и впадина Южного Каспия, рассчитанный вклад меньше 10% [46]. В низах коры и верхах мантии он, вероятно, еще меньше. С учетом этих соотношений вклад тектоники в изменения формы водоема и, соответственно, уровня Каспия представляется гораздо более значительным.

Чтобы оценить связь колебаний уровня Каспия с вариациями сейсмичности провинций, мы, опираясь на имеющийся опыт [11], в первую очередь определили число землетрясений с $M_s \geq 4.9$ в каждой из провинций для 7 стадий изменения уровня моря (без учета его мелких колебаний). Это стадии спада до 1853 г., подъема в 1854–1883 гг., практически стабильного положения в 1884–1910 гг., значительных колебаний на фоне слабого спада в 1911–1929 гг., непрерывного быстрого понижения в 1930–1940 гг., колебаний на фоне общего слабого понижения в 1941–1977 гг. и непрерывного интенсивного подъема в 1978–1997 гг. По тенденции изменения числа землетрясений провинции объединились в две группы (рис. 5, а). В провинциях I, III, VI и VII наибольшее число землетрясений в год пришлось на стадию падения уровня в 1930–1940 гг., а в провинциях IV, V и II – на стадию его подъема в 1978–1997 гг. Возникла необходимость проверить наметившееся различие с использованием более строгого показателя уровня сейсмичности провинций.

В качестве такого показателя была выбрана удельная сейсмическая энергия (сейсмическая мощность), т.е. средняя величина энергии, выделенной землетрясениями в год. Были определены значения сейсмической мощности каждой провинции в течение упомянутых выше стадий изменения уровня Каспия. Максимальная сейсмическая мощность характеризует 1884–1910 гг. – стадию стабильного стояния моря на наивысших отметках. По особенностям дальнейшей активизации провинции разделились на две группы. Первую группу составили Дербентская, Нижнекуринская и Горганская впадины и зона Южного склона Кавказа (провинции I, III, VI, VII), а вторую группу – юг Карабогазского свода, Апшеронский порог, Тальш-Эльбурсское побережье и прилегающая часть акватории Южного Каспия

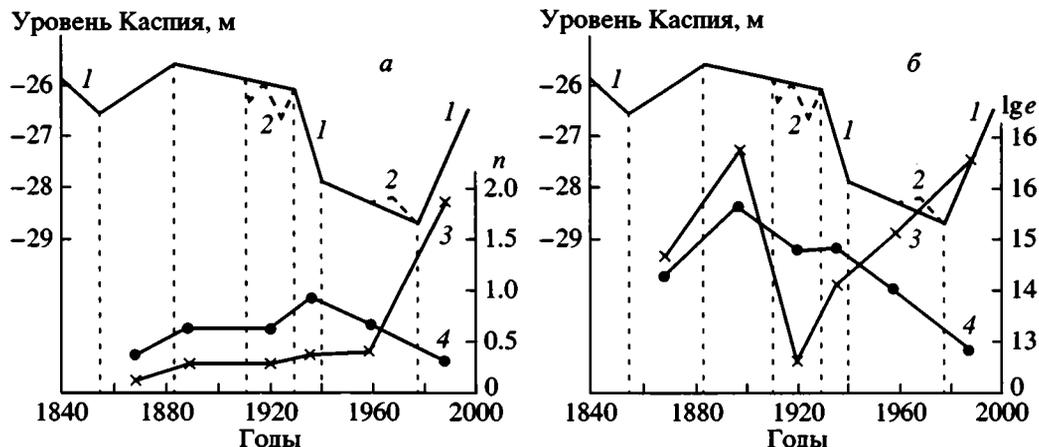


Рис. 5. Сопоставление стадий изменения уровня Каспия с числом произошедших землетрясений с $M_s \geq 4.9$ (а) и средним ежегодным выделением сейсмической энергии в эти стадии (б).

Линии на графиках: 1 – обобщающая линия изменений уровня Каспия по стадиям; 2 – наиболее значительные колебания уровня внутри стадий; 3, 4 – число землетрясений (n) и логарифм ежегодного среднего количества выделенной сейсмической энергии (lge , дж) в течение каждой стадии: 3 – в провинциях II, IV и V, 4 – в провинциях I, III, VI и VII.

(провинции II, IV, V). Как видно на рис. 5, б, в стадию короткопериодных колебаний уровня на фоне его небольшого спада (1911–1929 гг.) сейсмическая мощность провинций второй группы резко понизилась ($lge = 12.6$) и существенно уступала первой группе ($lge = 14.8$). В стадию устойчивого падения уровня моря на 1.8 м (1930–1940 гг.) происходит сближение показателей за счет возрастания сейсмической мощности провинций второй группы ($lge = 14.1$). В 1941–1977 гг., когда на фоне замедлившегося понижения уровня происходили его мелкие колебания, сейсмическая мощность провинций первой группы падает ($lge = 14$), а второй группы возрастает ($lge = 15.1$), что отражает снижение активности Дербентской, Нижнекуринской и Горганской очаговых зон и активизацию западного и южного побережий Южно-Каспийской впадины и позднее Апшеронского порога. В последующую фазу устойчивого подъема уровня Каспия (1978–1997 гг.) эта тенденция сохраняется: логарифмы удельной сейсмической энергии, выделенной в двух группах провинций, достигают соответственно значений 12.9 и 16.5. Особенно важным в этом разделении представляется различное поведение провинций, где в сейсмичности проявляется лишь малая доля деформационного эффекта тектонических процессов, – Дербентского прогиба и обрамлений Южно-Каспийской впадины.

Поскольку выделенные стадии изменений уровня моря, за исключением 1930–1940 и 1978–1997 гг., включали и эпизоды колебаний уровня противоположного знака, было выполнено более детальное сопоставление с ними количества выделенной сейсмической энергии. Для этого мы разделили весь исследуемый интервал времени на

отрезки разной продолжительности, но с одинаковым режимом изменения уровня Каспия: его подъема и опускания со скоростями >0.05 мм/год или слабых колебаний с меньшими скоростями около некоего стабильного положения. Для каждой такой фазы была рассчитана удельная сейсмическая энергия (рис. 6). Оказалось, что в провинциях I, III и VI наибольшие ее величины приходятся на фазы спада уровня моря. В провинции VII особенно заметен пик выделения сейсмической энергии, приходящийся на Горганское землетрясение (стабильное положение уровня); если его эффект исключить, наибольшими значениями удельной энергии также отмечены фазы спада уровня моря. Иная картина наблюдается в провинциях IV, V и II, где величины удельной энергии, выделенной в фазы подъема, обычно выше, чем в фазы понижения. Особенно ярко выражено это в провинции IV (независимо от того, учитываем ли мы эффект Краснодарского землетрясения или нет), причем в фазу особенно значительного подъема, в 1978–1989 гг., здесь имело место нарастание сейсмичности.

Указанные различия в сейсмическом поведении провинций, в общем совпадающие с теми, которые обнаружили при сопоставлении сейсмичности со стадиями изменений уровня моря, наглядно видны на гистограммах средней удельной сейсмической энергии, выделенной в провинциях во все фазы подъема (36 лет), опускания (60 лет) и стабильного положения (58 лет) уровня моря (рис. 7). Провинции I, III, VI и VII характеризуются преобладающим выделением сейсмической энергии в фазы понижения уровня Каспия. В провинциях II, IV и V наибольшее выделение

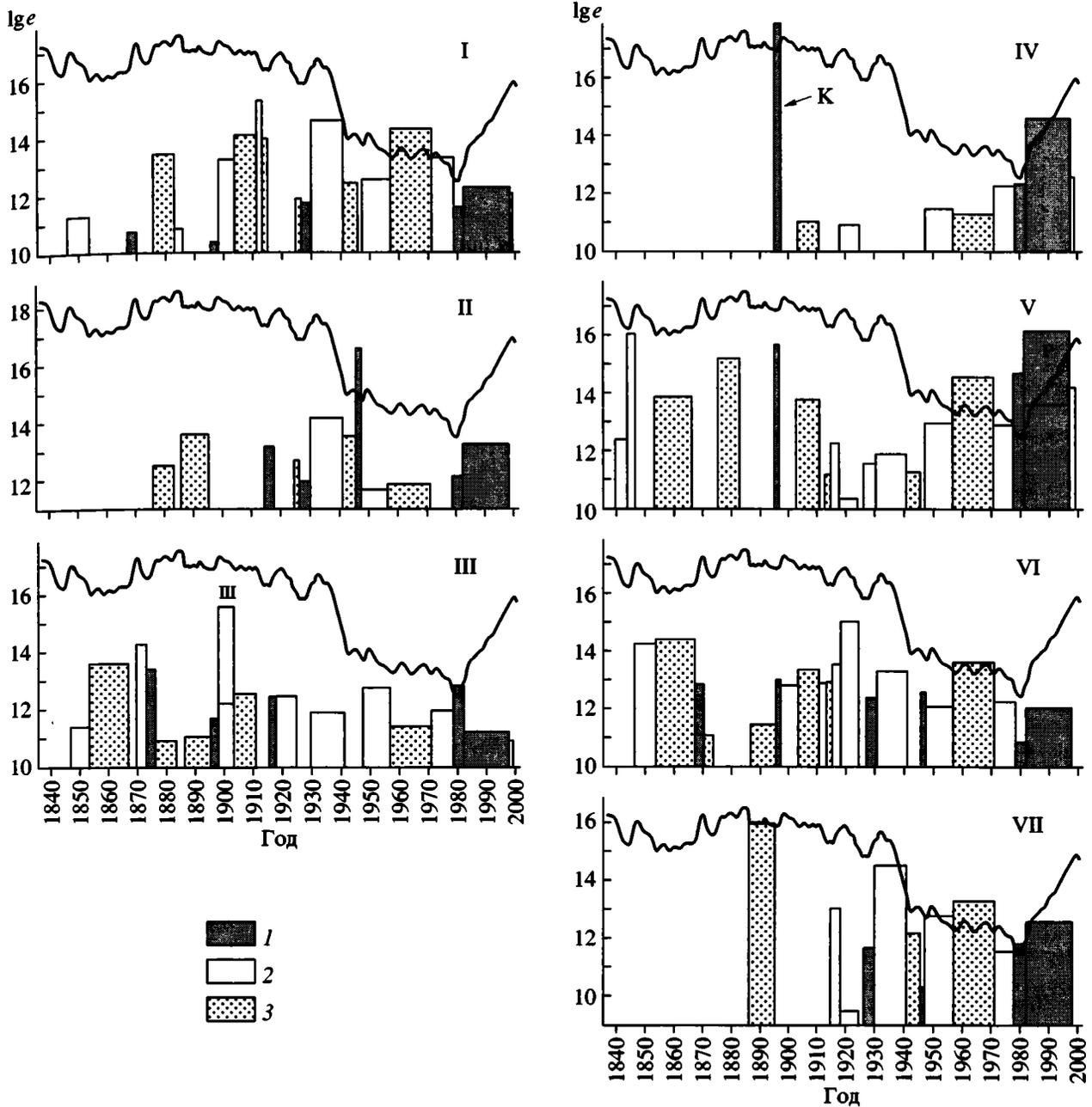


Рис. 6. Сопоставление кривой колебаний уровня Каспия с ежегодным средним количеством сейсмической энергии, выделенной в провинциях I–VII в фазы подъема, опускания и стабильного положения уровня моря.

1–3 – фазы колебаний уровня моря: 1 – подъема, 2 – опускания, 3 – стабильного положения. I–VII – сейсмоструктурные провинции. Буквами помечен вклад сильнейших землетрясений: К – Краснодарского 1895 г., Р – Рудбарского 1990 г. Ш – Шемахинского 1902 г.

сейсмической энергии происходит в фазы подъема уровня моря.

Сходные зависимости обнаружили при анализе распределения только глубоких землетрясений (с гипоцентрами глубже 33 км), связанных с тектоническими процессами в низах коры и верхней мантии. Неточность оценки глубины гипоцентров и особенности физических свойств пород

на указанных глубинах, при которых в сейсмичности проявляется лишь малая часть энергии тектонических процессов, не оставляли возможности определения развития глубокой сейсмичности по изменению числа или энергии землетрясений во времени и позволили использовать лишь изменения отношений между числом событий в разных провинциях. Добавим, что из 180 зарегистри-

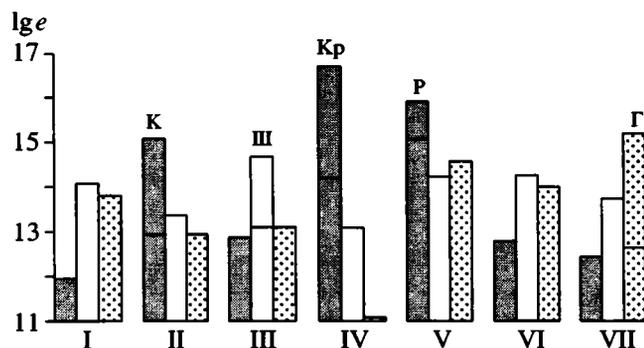


Рис. 7. Среднее ежегодное количество сейсмической энергии, выделенной в провинциях I–VII во все фазы подъема, опускания и стабильного положения уровня Каспия.

Условные обозначения фаз см. на рис. 6. Вклад сильнейших землетрясений: Г – Горганского 1890 г., К – Казанджикского 1946 г., Кр – Краснодарского 1895 г., Р – Рудбарского 1990 г., Ш – Шемахинского 1902 г.

рованных глубоких землетрясений 116 приходится на 1978–1998 гг., что отчасти связано с улучшением регистрации и параметризации сейсмичности.

Проведенный анализ показал, что большинство землетрясений в переходной зоне кора–мантия характеризуют активность глубоких частей тех же очагов, которые проявились в верхнекоровой сейсмичности. Сильнейшее Краснодарское землетрясение 1895 г. с глубиной гипоцентра 55 км радикально повлияло на распределение глубоких землетрясений. На востоке региона наступило затишье, и первое глубокое землетрясение в районе г. Красноводска произошло лишь в 1970 г. До 1978 г. при минимуме глубокой сейсмичности на востоке региона относительно возрастала активность западных провинций Каспия, особенно Дербентского прогиба. Все события этого периода пришлось на стадии спада или стабильного положения уровня моря. Так, с 1902 по 1914 гг. в Дербентском прогибе произошли 5 глубоких землетрясений с $M_s = 5.3–6.4$ и 2 – в Нижнекуринской впадине (1910 г. – $M_s = 5.7$; 1924 г. – $M_s = 6.4$). Падение уровня Каспия в 1930–1940 гг. ознаменовалось двумя сильными землетрясениями ($M_s = 6.2–6.3$) на обоих бортах Дербентского прогиба. На фоне последующего более слабого спада и стабильного положения уровня Каспия проявляется глубокая сейсмичность и в Талыш-Эльбурских очагах, но по-прежнему сильнейшие землетрясения 1961, 1963 и 1968 гг. ($M_s = 5.4–6.2$) приурочены к Дербентскому прогибу.

Радикальное изменение обстановки глубинного сейсмогенеза в стадию подъема уровня моря в 1978–1997 гг. проявилось в резком сокращении числа землетрясений в Дербентской и Нижнекуринской очаговых зонах и зоне Южного склона Кавказа и возрастании их числа в восточной час-

ти Южного Каспия и его горном обрамлении (до 12%) и особенно Апшеронском пороге (до 23% от общего числа событий). В Талыш-Эльбурских очагах относительное число событий немного сократилось, но при этом возросла доля землетрясений в самой глубоководной впадине (17%) и на побережье (23% от числа событий в провинции). В 1978–1981 гг., когда подъем уровня был особенно быстрым, все глубокие землетрясения провинции происходили в этих районах. В провинции VII большинство глубоких землетрясений случилось в предгорьях Аладага. Но самые значительные перемены имели место в Апшеронском пороге, где активизировался Центральнокаспийский очаг. Здесь и в смежной части провинции II произошло до 2/5 общего числа глубоких землетрясений региона. Таким образом, перераспределение активности глубоких частей сейсмических очагов совпало с изменением знака колебаний уровня Каспия, что свидетельствует о связи последних с глубинными тектоническими процессами.

АНАЛИЗ МЕХАНИЗМОВ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Для анализа была использована выборка из каталогов механизмов [5, 26], включавшая данные о 128 событиях, которые, кроме Казанджикского землетрясения 1946 г. и сильнейшего землетрясения 1957 г. в Эльбурсе, охватили лишь 1961–1991 гг. Ограниченность данных сузила возможности их сопоставления с колебаниями уровня моря. Поэтому исследовались изменения только на двух рубежах: 1967 г., когда разнонаправленные колебания сменились погружением, и 1978 г., когда начался многолетний подъем уровня. Кроме того, разделение на провинции пришлось огрубить до трех надпровинций: Средний Каспий (где большая часть определений приходится на провинцию I), Апшеронский порог (провинция IV) и Южный Каспий (провинции V, VI и VII, причем большинство землетрясений с определенными механизмами относится к V).

По принятой методике [13, 29] определялась на полусфере пространственная ориентировка областей преимущественного сжатия (укорочения, P) и растяжения (удлинения, T) для всей совокупности землетрясений соответствующей надпровинции за тот или иной интервал времени. Близрасположенные (до 10°) оси P и T взаимно исключались. Поскольку мы рассматриваем сейсмические события как часть тектонической деформации, какие-либо весовые коэффициенты для землетрясений разной магнитуды не вводились, но их разный вклад в общую деформацию частично учитывался тем, что процедура взаимного исключения применялась лишь для землетрясений с $M_s < 6$.

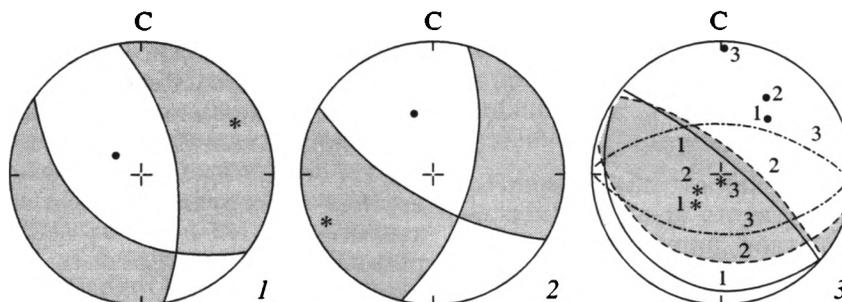


Рис. 8. Механизмы очагов землетрясений: 1 – Казанджикского (04.11.1946), 2 – Рудбарского (20.06.1990), 3 – Каспийских (1 – 06.03.1986, 2 – 16.09.1989, 3 – 17.09.1989).
Условные обозначения см. на рис. 9.

Для Среднего Каспия в интервале времени до 1968 г. определены механизмы 4 землетрясений: Казанджикского 1946 г. и трех сильных событий 1961–1966 гг. в Дербентском прогибе. Первое показало близвертикальное положение T -оси и почти горизонтальную северо-восточную ориентировку P -оси, что согласуется с надвиговым типом подвижки (рис. 8, 1). Три других события характеризовались близвертикальным положением P -оси при разном, но неизменно почти горизонтальном положении T -оси. У 10 землетрясений 1968–1977 гг. в Среднем Каспии большинство P -осей ориентировано наклонно или почти горизонтально в направлении ССЗ–ЮЮВ (σ_3 падает на ССЗ под углом 14°), тогда как все T -оси, кроме одной, группируются в пояс, простирающийся на ЗЮЗ–ВСВ. В этот пояс попадают и единичные P -оси, но выделяется область близвертикального положения T -осей, где P -оси отсутствуют – ситуация, противоположная той, что была до 1968 г. (рис. 9, 1). Для 14 землетрясений 1978–1991 гг. большинство P -осей сохраняет прежнее направление (σ_3 падает на ЮЮВ под углом 28°), а все T -оси, кроме одной, группируются в пояс, простирающийся на ЗЮЗ–ВСВ. Но в нем, в отличие от предыдущей эпохи, не обособляется близвертикальная область полного отсутствия P -осей (см. рис. 9, 2).

В Южном Каспии для периода 1957–1968 гг. определены механизмы 4 землетрясений. T -оси трех событий занимают близвертикальное положение, а P -оси образуют пояс вокруг них (см. рис. 9, 3). В 1969–1977 гг. (8 событий) область T -осей приобретает более горизонтальное положение с направлением на ССВ–ЮЮЗ (σ_1 падает на ССВ под углом 20°), а пояс P -осей оказывается ориентированным на ЗСЗ–ВЮВ (см. рис. 9, 4). Затем происходит радикальная перемена. У 17 землетрясений 1978–1990 гг. (без Рудбарского землетрясения 1990 г. и его афтершоков) большинство P -осей ориентированы на ЗЮЗ и ВСВ, а T -оси образуют пояс между ними, причем выделяется близвертикальная область подавляющего преобладания T -осей (см. рис. 9, 5). Решение механизма Рудбар-

ского землетрясения [26] вписывается в эту картину (см. рис. 8, 2). Одна из границ его секторов, простирающаяся на ЗСЗ и предполагающая левую взбросо-сдвиговую подвижку, близка по направлению к возникшему при землетрясении сейсмогенному разрыву именно с таким смещением. Еще более тесное сходство с ним получилось при решении механизма, предложенном М. Берберяном [45].

В Апшеронском порого до 1978 г. определен механизм очага лишь одного землетрясения. Обобщение 30 решений механизмов 1978–1990 гг. дало своеобразную картину (см. рис. 9, 6), при которой P -оси вертикальны или наклонены, главным образом, в западных румбах (σ_3 падает на В под углом 50°), а T -оси – в восточных румбах (σ_1 падает на ЮЮЗ под углом 40°). Промежуточная ось σ_2 оказывается почти горизонтальной. Такое положение осей сейсмоструктурной деформации благоприятно для возникновения крутых разрывов с вертикальными перемещениями и горизонтальных срывов коровых и верхнемантийных пород. Решения механизмов трех сильнейших землетрясений Апшеронского порога в 1986 и 1989 гг. (см. рис. 8, 3) вписываются в эту картину расположением их осей, но простираение крутой границы секторов более широкое (запад-северо-западное) и предполагает преобладание вертикального смещения.

Итак, напряженно-деформированное состояние региона было различным в разных его частях и в отрезки времени, различающиеся режимами изменения уровня моря. Важнейшие перемены приходится на 1977–1978 гг., когда падение уровня Каспия сменилось его длительным подъемом. Они особенно ощутимы в Южном Каспии, где простираение осей сжатия и растяжения изменилось почти на 90° , тогда как в Среднем Каспии произошло лишь отклонение осей σ_1 и σ_3 соответственно от вертикального и горизонтального положений. Эти изменения наглядно проявились и в интегральном эффекте суммирования всех определенных механизмов очагов землетрясений

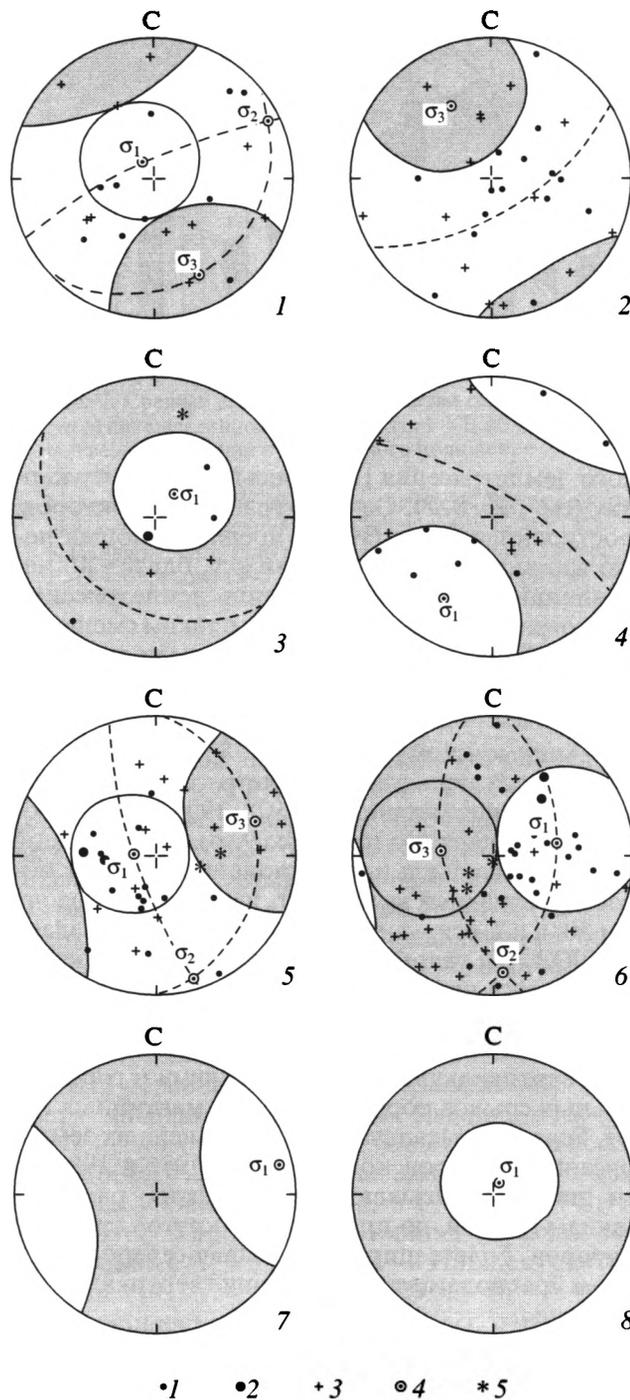


Рис. 9. Сейсмотектоническая характеристика отдельных частей Каспийского региона в разные интервалы времени: 1, 2 – Средний Каспий: 1 – 1968–1977 гг.; 2 – 1978–1991 гг.; 3–5 – Южный Каспий: 3 – 1957–1968 гг.; 4 – 1969–1977 гг.; 5 – 1978–1990 гг. (без Рудбарского землетрясения 1990 г. и его афтершоков); 6 – Апшеронский порог, 1980–1991 гг.; 7, 8 – весь регион: 7 – 1946–1977 гг.; 8 – 1978–1991 гг.

1, 2 – T-оси землетрясений: 1 – с $M_s < 6$; 2 – с $M_s \geq 6$;
3, 4 – P-оси землетрясений: 3 – с $M_s < 6$; 4 – с $M_s \geq 6$;
5 – расчетные положения главных осей деформации σ_1 , σ_2 и σ_3 .

региона. До 1977 г. интегральное растяжение субшироко и его можно считать одноосным, тогда как сжатие представляется кольцевым, будучи ориентированным либо вертикально, либо в близмеридиональных направлениях (см. рис. 9, 7). После 1977 г. растяжение, оставаясь одноосным, становится субвертикальным, а кольцевое сжатие характеризуется пологим наклоном осей, которые простираются в разных, но чаще юго-западных румбах (см. рис. 9, 8). Тектонический смысл этих изменений обсуждается ниже.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ

Представленные данные показывают, что сейсмическая активизация очаговых зон, расположенных в прогибающихся структурах (провинции I, III, VI, VII), сопровождалась падением уровня Каспия, тогда как активизация прибрежных склонов горных поднятий (IV, V и отчасти II) – его подъемом. Эта связь, выраженная изменениями как коровой, так и верхнемантийной сейсмичности, позволяет ставить вопрос о влиянии современных тектонических процессов, частично отражающихся в сейсмичности, на изменение формы морского бассейна и, соответственно, его уровня. При этом особенно важной представляется противофазность сейсмической активизации Дербентского прогиба (провинция I) и обрамлений Южно-Каспийской впадины (провинции IV и V), поскольку там масштаб тектонических деформаций может многократно превосходить их сейсмические проявления.

Для оценки деформационных воздействий на объем акватории особое значение имеет тектоническая интерпретация глубоких землетрясений, наиболее многочисленных под Апшеронским порогом (до 70 км) и Дербентским прогибом (до 110 км). По мнению некоторых исследователей [36], они могут отражать процесс субдукции Южного Каспия с его утоненной корой под континентальную “туранско-скифскую” литосферу Среднего Каспия. В пользу этого свидетельствуют особенности механизмов очагов землетрясений Апшеронского порога, указывающие на возможность субгоризонтального срыва (см. рис. 9, 6), и углубление очагов от порога к северу. Сам порог при такой интерпретации может быть результатом нагнетания отслоенного чехла перед фронтом северной плиты.

Признавая формирование порога в результате сжатия отслоенного чехла, отметим, однако, что мантийная сейсмичность представлена не на всем протяжении Среднего Каспия, а лишь в Дербентском прогибе, что заставляет связывать его глубокие землетрясения, по крайней мере частично, с взаимодействием прогиба и соседнего горного сооружения. Они представляют собой динамопару, сходную с той, что образует Южно-Каспий-

ская впадина с ее обрамлениями – Эльбурсом и Тальшом, с одной стороны, и Апшеронским порогом над тектоническим уступом Среднего Каспия – с другой. Эти структуры находятся в условиях коллизионного сжатия, на которое указывают как морфология новейших нарушений обрамлений обеих впадин [18, 25, 34, 45], так и их современные деформации, определенные космогеодезическими измерениями [40, 47], причем на обрамлении Южного Каспия проявления современного сжатия более интенсивны. В стадии усиления сжатия происходят надвигание горных сооружений на сопряженные прогибы и их поперечное укорочение, приводящее к уменьшению объема ванны и подъему уровня моря. Именно такие стадии отражают усиление сейсмичности на обрамлениях Южно-Каспийской впадины, где к тому же сжатие сопровождалось усилением роста подводных антиклиналей, приводящим к дополнительному подъему уровня. В стадии ослабления сжатия ускоряется погружение отрицательных структур – Дербентского и других прогибов, отражающееся в усилении сейсмичности их очаговых зон и приводящее к падению уровня моря.

Этим деформационным проявлениям изменений интенсивности сжатия могли сопутствовать вторичные эффекты – разуплотнение очагов сильнейших землетрясений, приводящее к отмеченным выше скачкообразным подъемам уровня моря, и возможные источники дополнительного опускания, на которые указывают две особенности глубинного строения наиболее интенсивно прогибавшихся в плиоцен-четвертичное время структур. Во-первых, в Дербентском прогибе непосредственно под разделом Мохо выделяется высокоскоростной слой, мощность которого от гор к прогибу возрастает от 5 до 16 км [19]. Возможно, он представлен эклогитизированными породами, на что указывает и наличие отрицательной изостатической аномалии [3]. В Южно-Каспийской впадине наличие еще большей отрицательной изостатической аномалии также позволяет предполагать существование под разделом Мохо слоя пород, более плотных, чем нижележащая мантия [3]. По мнению Е.В. Артюшкова [4], он может быть сложен эклогитами, возникшими из низов прежней коры в ходе интенсивного плиоцен-четвертичного погружения. Во-вторых, несмотря на тектоническое скупивание, доплиоценовый осадочный чехол Восточного Кавказа не утолщен по сравнению с Дербентским прогибом, поскольку частично эродирован. В сочетании с присутствием под горным сооружением корового волновода, выклинивающегося к прогибу, это может свидетельствовать об изостатической компенсации перемещения эродируемого материала в прогиб. С новейшими структурно-вещественными преобразованиями может быть связано и появление волновода в основании коры Южно-Каспийской впадины [30], присутст-

вующего и в разрезе Нижнекуринской впадины (район с. Саатлы) [19]. Обе особенности отражают процессы, способные привести к сокращению мощности коры прогибов и дополнительному погружению их поверхности.

Приведенные соображения, вытекающие из анализа новейшей структуры и изменений сейсмичности провинций, подтверждаются результатами исследования механизмов очагов землетрясений. Так, эпоха между 1960 и 1978 гг., когда наибольшая сейсмичность была сосредоточена в Дербентском прогибе и прогибах, продолжающих котловину Южного Каспия на запад (Нижнекуринская впадина) и восток (Юго-Восточный Каспий и Западно-Туркменская впадина), характеризовалась уменьшением поперечного горизонтального сжатия. При глубоких землетрясениях 1961–1966 гг. под Дербентским прогибом сжатие было вертикальным, а растяжение – субгоризонтальным и разнонаправленным, что может быть проявлением эклогитизации низов коры и погружения тяжелых эклогитизированных масс. В 1968–1977 гг. сжатие там стало субгоризонтальным, но ориентированным вдоль прогиба, что приводило к активизации продольных сбросов и, соответственно, погружения. Во впадине Южного Каспия при генеральном простирании структур на СЗ оси растяжения были ориентированы поперек к ним, а оси сжатия образовывали пояс запад-северо-западного простирания, что также приводило к сбросовым перемещениям, углублявшим впадину. Результатом было падение уровня моря.

С 1978 г. в Дербентском прогибе наклон σ_3 увеличился, а оси растяжения приобрели более разнообразную ориентировку. Возникли условия, благоприятные для сдвигов, но не продольных сбросов, ранее приводивших к углублению ванны. Сейсмичность сосредоточилась на краях и обрамлениях Южно-Каспийской котловины, где сжатие приобрело направление на ВСВ–ЗЮЗ – поперек к простиранию коллизионных структур, что способствовало поперечному укорочению и приводило к уменьшению объема и подъему уровня моря. Этому способствовало и усиление вертикальных движений в Апшеронском пороге, реконструируемое из ориентировки осей T и P в очагах землетрясений (см. рис. 9, б).

На различиях напряженно-деформированного состояния Южного и Среднего Каспия сказывалась кинематика разделяющей их зоны активных разломов. В ее копетдагской части, как отмечено выше, ведущим был правый сдвиг, а на Юго-Восточном Кавказе регистрируются взбросовые подвижки, возможно, дополняемые левым сдвигом. При таком изменении характера движений в единой зоне разломов ее южное крыло относительно сжималось и укорачивалось, а северное растя-

гивалось и удлинялось. Это приводило к углублению Среднего и сокращению Южного Каспия, ускорившимся в фазы их сейсмотектонической активизации.

Представляет интерес и еще один аспект соотношений изменений сейсмичности с колебаниями уровня Каспия. Наибольшим количеством выделенной сейсмической энергии характеризовались 1884–1910 гг. Этот импульс тектонической активизации не отразился существенно на уровне моря (возможно, из-за своей всеобщности), но предвещал его последующие резкие колебания. Усиление сейсмичности Южного Каспия началось раньше подъема уровня с 1978 г. и лишь ускорилось в стадию подъема (см. рис. 5). Если эти и другие подобные изменения соотношений между параметрами сейсмичности провинций предшествуют изменениям режима колебаний уровня моря, может быть, их удастся использовать как предвестники его будущего поведения. Оработка методики такого мониторинга требует дальнейших исследований.

Современные тектонические процессы могли вызывать изменения не только формы акватории, но и величины подземного стока. Это самостоятельная тема исследований. Поэтому здесь ограничимся лишь самыми общими и предварительными соображениями, касающимися преобразования накопленных в бассейне осадков, среди которых ведущая роль принадлежит глинам. Глинистый осадок содержит до 80% воды. Основная ее часть находится в порах, и лишь менее 40% – в физически и химически связанном виде [22]. По мере осадконакопления под действием нагрузки вышележащих осадков свободная вода отжимается, и уже на глубине 1.5 км пористость сокращается до 8–10%. Отжим такой воды внутри морского бассейна не изменяет его уровня. В соседних с Каспием прогибах суши подобный отжим пополняет сток и тем самым способен влиять на уровень моря. Усиление сейсмичности может его ускорять из-за вибрационного эффекта землетрясений.

Важной представляется роль глубинного преобразования глин, затрагивающего связанную воду. Здесь, при температурах 100–140° и высоких давлениях, в которых принимает участие и тектоническая нагрузка, ведущая роль принадлежит преобразованию монтмориллонита, основного глинистого минерала зоны выветривания, в гидрослюду [37]. При таком переходе выделяется до 10% воды от первоначального веса породы. Освободившаяся вода создает аномально высокие пластовые давления, которые могут сниматься удалением воды по пластам-коллекторам или разломам. На роль этого фактора в колебаниях уровня Каспия обратил внимание Н.А. Шило [42, 43]. Особое место здесь принадлежит впадине Южно-

го Каспия, где сконцентрирована большая часть подземных вод Каспийского бассейна [22]. Высокая скорость ее погружения привела к недоуплотнению глин и неполному отжатию подземных вод, которые служат источниками аномально высоких пластовых давлений уже на глубинах до 5–6 км. Глубже, на 7–12 км, прослежена региональная зона сильного разуплотнения [12], вероятно, соответствующая области перехода монтмориллонита в гидрослюду и высвобождения связанной воды [38]. Количество воды, способной высвободиться на этих глубинах в Южном Каспии, – порядка 10^{20} г, т.е. соизмеримо с объемом Каспийского моря (около 0.75×10^{20} г). Вода зон аномально высоких пластовых давлений концентрируется во флюидных очагах, разгружаемых в грязевых вулканах самой впадины или по пластам-коллекторам на ее обрамлениях [39]. Возникновение новых трещин и активизация существующих каналов при сильных землетрясениях способны за несколько месяцев разгрузить флюидные очаги. Интенсивность сейсмогенного трещинообразования зависит не столько от энергии, сколько от глубины сейсмических очагов и механизмов землетрясений. Поэтому даже события с магнитудами $M_s = 5-6$ достаточны, чтобы вызвать подобные гидроизвержения, а эпохи усиления сейсмичности – обеспечить поступление на поверхность миллиардов кубометров воды. Так, П.П. Иванчук [14] оценил количество водной массы одного грязевулканического извержения в складке Ахтарма-Пошалы в Азербайджане в 0.8×10^{16} г, что составляет пятую часть объема воды, необходимой для среднегодового подъема уровня Каспия в 1982–1997 гг. на 0.1 м [22].

Заканчивая рассмотрение воздействий тектонических процессов на современные колебания уровня Каспия, отметим, что тем самым мы не отрицаем влияния на него изменений погодноклиматических условий и техногенного разбора воды питающих рек. Оценка изменений водного баланса Каспия, основанная на определении стока и, с меньшей точностью, испарения, объясняет многие особенности колебаний его уровня. Однако не находят исчерпывающего объяснения быстрота и длительность подъема уровня в 1978–1997 гг. и некоторые предшествовавшие вариации. Вместе с тем, эти изменения, как показано выше, коррелируются с вариациями сейсмичности провинций Каспия. Полагаем поэтому, что воздействия на уровень моря явлений, связанных с тектоническими процессами, были достаточно ощутимыми, хотя подсчет количественных соотношений между ними и вариациями баланса воды в результате погодноклиматических изменений – дело будущего.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В современные колебания уровня Каспия существенный вклад вносят тектонические процессы, частично отражающиеся в сейсмичности. Это проявляется в подъеме уровня моря при сильнейших землетрясениях и, более убедительно, в корреляции величин суммарного выделения сейсмической энергии в отдельных сейсмотектонических провинциях региона с изменениями уровня моря. Тектонические воздействия являются интегральным эффектом взаимодействия деформационных процессов, вызывающих изменение объема акватории (углубление прогибов, поперечное укорочение, рост локальных антиклиналей), возможно, дополняемых дискретным поступлением воды из глубоких горизонтов осадочного чехла. Оно может играть особенно заметную роль в быстро и глубоко прогнутой Южно-Каспийской впадине, где этому способствуют активизирующиеся при землетрясениях разрывы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Амурский Г.И., Тиунов К.В., Хариков Б.А., Шлезингер А.Е.* Структура и тектоническое положение Большого Балхана. М.: Наука, 1968. 56 с.
2. *Антипов М.П., Волож Ю.А., Лаврушин Ю.А., Леонов Ю.Г.* Геологические события и изменения уровня Каспийского моря // *Геоэкология*. 1996. № 3. С. 38–50.
3. *Артемьев М.Е., Кабан М.К.* Спектральный анализ гравитационного поля и внешней нагрузки и модели изостатической компенсации (на примере Кавказа) // *Изв. АН СССР. Физика Земли*. 1986. № 2. С. 54–65.
4. *Артюшков Е.В.* Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 457 с.
5. *Балакина Л.М., Захарова А.И., Москвина А.М., Чепкунас Л.С.* Закономерная связь механизмов очагов землетрясений с геологическим строением районов // *Физика Земли*. 1996. № 3. С. 33–52.
6. *Бальян С.П., Лилиенберг Д.А., Милановский Е.Е.* Новейшая и современная тектоника сейсмоактивных орогенов Армении района Спитакского землетрясения // *Геоморфология*. 1989. № 4. С. 3–16.
7. *Варущенко С.И., Варущенко А.Н., Клиге Р.К.* Изменение режима Каспийского моря и бессточных водоемов в палеовремени. М.: Наука, 1987. 240 с.
8. *Гарецкий Р.Г.* Тектоника молодых платформ Евразии. М.: Наука, 1972. 300 с.
9. *Глобальные изменения природной среды*. М.: Научный мир, 2000. 304 с.
10. *Голинский Г.Л., Кондорская Н.В., Захарова А.И. и др.* Каспийское землетрясение 6 марта (1986 г.) // *Землетрясения в СССР в 1986 г.* М.: Наука, 1989. С. 58–77.
11. *Голубов Б.Н.* Особенности современной геодинамической активности Арало-Каспийского региона // *Изв. АН СССР. Сер. географ.* 1994. № 6. С. 96–100.
12. *Гулиев И.С., Павленкова Н.И., Раджабов М.М.* Зона регионального разуплотнения в осадочном чехле Южно-Каспийской впадины // *Литология и полез. ископаемые*. 1988. № 5. С. 130–136.
13. *Гущенко О.И.* Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции тектонических полей напряжений // *Поля напряжений и деформаций в литосфере*. М.: Наука, 1979. С. 7–25.
14. *Иванчук П.П.* Гидровулканизм в осадочном чехле земной коры. М.: Недра, 1994. 160 с.
15. *Каплин П.А., Селиванов А.О.* Изменения уровня морей России и развитие берегов: прошлое, настоящее и будущее. М.: ГЕОС, 1999. 299 с.
16. *Каспийское море*. Гидрология и гидрохимия. М.: Наука, 1986. 261 с.
17. *Клиге Р.К., Данилов И.Д., Конищев В.Н.* История гидросферы. М.: Научный мир, 1998. 368 с.
18. *Копп М.Л.* Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизийном поясе. М.: Научный мир, 1997. 314 с.
19. *Краснопевцева Г.В.* Глубинное строение Кавказского сейсмоактивного региона. М.: Наука, 1984. 109 с.
20. *Кузнецова К.И.* Сейсмичность как выражение современного тектогенеза. Дис. ... д-ра физ.-мат. наук. М.: ОИФЗ РАН, 1995. 58 с.
21. *Курбанов М.К., Ржаницын В.А.* Структура земной коры Западного Туркменистана по комплексу геолого-геофизических данных // *Геотектоника*. 1982. № 5. С. 64–73.
22. *Леонов Ю.Г., Антипов М.П., Волож Ю.А. и др.* Геологические аспекты проблемы колебаний уровня Каспийского моря // *Глобальные изменения природной среды*. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1998. С. 30–57.
23. *Лилиенберг Д.А.* Тенденции современной эндодинамики Каспия и изменения уровня моря // *Докл. РАН*. 1993. Т. 331. № 6. С. 745–750.
24. *Лилиенберг Д.А.* Новые подходы к оценке современной эндодинамики Каспийского региона и вопросы ее мониторинга // *Изв. РАН. Сер. географ.* 1994. № 2. С. 16–35.
25. *Милановский Е.Е.* Новейшая тектоника Кавказа. М.: Недра, 1968. 483 с.
26. *Мострюков А.О., Петров В.А.* Каталог механизмов очагов землетрясений 1964–1990 гг. // М.: МЦДВ РАН, НГК, 1994. 88 с.
27. *Певнев А.К.* Деформационный (геодезический) метод в проблеме прогноза землетрясений. Дис. ... д-ра техн. наук. М.: ОИФЗ РАН, 1999. 48 с.
28. *Расцветаев Л.М.* Основные черты новейшей тектоники Копетдага // *Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек*. М.: Изд-во МГУ, 1972. Сб. 3. С. 35–70.
29. *Ризниченко Ю.В.* Проблемы сейсмологии. Избранные труды. М.: Наука, 1985. 408 с.
30. *Родкин М.В.* Палеозона субдукции в Южном Каспии – новые свидетельства и возможная роль во флюидодинамике региона // *Общие вопросы тектоники. Тектоника России*. Мат. 33-го Тектонич. совещ. М.: ГЕОС, 2000. С. 431–434.

31. Специализированный каталог землетрясений Северной Евразии с древнейших времен до 1990 г. / Под ред. Н.В. Кондорской и В.И. Уломова. М.: ОИФЗ РАН, 1994. <http://WWW.SSGIS.RU/System of Data Bases>.
32. Татевян С.К. Использование методов космической геодезии для современной геодинамики. Дис. ... д-ра техн. наук. М.: Ин-т астрономии РАН, 1998. 66 с.
33. Трифонов В.Г. Позднечетвертичный тектогенез. М.: Наука, 1983. 224 с.
34. Трифонов В.Г. Неотектоника Евразии. М.: Научный мир, 1999. 254 с.
35. Трифонов В.Г., Востриков Г.А., Лыков В.И. и др. Тектонические аспекты Кумдагского землетрясения 1983 г. в Западной Туркмении // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 5. С. 3–16.
36. Уломов В.И., Полякова Т.П., Медведева Н.С. Динамика сейсмичности бассейна Каспийского моря // Физика Земли. 1999. № 12. С. 76–82.
37. Холодов В.Н. Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах. М.: Наука, 1983. 152 с.
38. Холодов В.Н. К проблеме генезиса полезных ископаемых элизионных впадин. Сообщение 1. Южно-Каспийский элизионный бассейн // Литология и полез. ископаемые. 1990. № 6. С. 3–25.
39. Холодов В.Н. К проблеме генезиса полезных ископаемых элизионных впадин. Сообщение 2. Челекен-Боядагская гидротермальная система // Литология и полез. ископаемые. 1991. № 2. С. 104–123.
40. Шевченко В.И., Гусева Т.В., Лукк А.А. и др. Современная геодинамика Кавказа (по результатам GPS измерений и сейсмологическим данным) // Физика Земли. 1999. № 9. С. 3–18.
41. Шикломанов И.А. Гидрологические аспекты проблемы Каспийского моря. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 80 с.
42. Шило Н.А. Природа колебаний уровня Каспия // Докл. АН. 1989. Т. 305. № 2. С. 412–416.
43. Шило Н.А., Кривошей М.И. Взаимосвязь колебаний уровня Каспийского моря с напряжениями в земной коре // Вестн. АН СССР. 1989. № 6. С. 83–90.
44. Шлезингер А.Е. Региональная сейсмостратиграфия. М.: Научный мир, 1998. 142 с.
45. Berberian M., Qorashi M., Jackson J.A. et al. The Rudbar-Tarom earthquake of 20 June 1990 in NW Persia: Preliminary field and seismological observations, and its tectonic significance // Bul. seismol. Soc. Amer. 1992. Vol. 82. № 4. P. 1726–1755.
46. Jackson J., McKenzie D. The relationship between plate motion and seismic moment tensors and the rates of active deformation in the Mediterranean and Middle East // Geophys. J. 1988. Vol. 93. № 1. P. 45–73.
47. McClusky S., Balassanian S., Barka A. et al. Global Positioning system constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Caucasus // J. Geophys. Res. 2000. Vol. 105. № B3. P. 5695–5719.
48. Moinfar A., Mahdavian A., Maleki E. Historical and instrumental earthquakes data collection of Iran. Tehran: Mahab Ghods, 1994. 450 p.

Рецензенты: Ю.Г. Леонов, В.Н. Шолпо

Seismotectonics and Contemporary Caspian Sea Level Oscillations

T. P. Ivanova¹ and V. G. Trifonov²

¹Institute of Geosphere Dynamics, Russian Academy of Sciences, Leninskii pr. 38-6, Moscow, 117334 Russia

²Geological Institute (GIN), Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 109017 Russia

Abstract—Relationships between Caspian Sea level oscillations and the seismicity in the Middle and South Caspian sea regions and their coastal areas during the last 160 years are discussed. The sea level oscillations in a confined sea basin, 70% of which is occupied by uncompensated Pliocene-Quaternary depressions filled with thick sediments, are compared in time with the variations in the total seismic energy liberated in the focal zones within the principal neotectonic structural features. It is demonstrated that the events of sea level decline coincided with the periods of higher seismic activity in the western portion of the Middle Caspian Basin (the Derbent Trough), in the Lower Kura Basin, and in the eastern frame of the South Caspian Basin (the Gorgan Trough), and that the events of sea level rise coincided with an increase in seismic energy emission in the region of the western and southern shelves of the South Caspian depression, in its southern and western mountain surroundings, in the Apsheiron bridge, and in the margin of the Kara Bogaz High contiguous with the bridge's eastern part. The earthquake parameters (epicenter distribution, depth, and focal mechanisms, as well as the amount of emitted energy) are considered as indicators of the activity and trends of deformation processes in the Earth's crust and in the subcrustal layer of the recent Caspian region structures. An increase in the tectonic deformation rate gives rise, on the one hand, to a further subsidence of individual basins and to the deepening of the sea floor and, on the other hand, to the transverse shortening and growth of local anticlines. In addition, this intensifies the dehydration of deep sedimentary layers and fluid transfer.

УДК 551.242.3(234.853)

ВЕРХНЕДЕВОНСКИЕ ОБЛОМОЧНЫЕ КОМПЛЕКСЫ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЮЖНОГО УРАЛА

© 2002 г. Г. А. Мизенс

Институт геологии и геохимии УрО РАН, 620151, Екатеринбург, Почтовый пер., 7

Поступила в редакцию 10.05.2000 г.

На основе изучения верхнедевонских обломочных комплексов (геологическое положение, текстурные особенности, фации, вещественный состав, взаимоотношения с окружающими толщами) восточного и западного склонов Южного Урала реконструируются бассейны осадконакопления и геодинамические обстановки в пограничной области Евразийского палеоконтинента и Уральского палеоокеана. Показано, что основным источником обломочного материала со второй половины позднего девона и до конца среднего карбона была кордильера Уралтау, сформировавшаяся на окраине палеоконтинента после столкновения отколовшегося от него микроконтинента с островной дугой. В среднем и позднем девоне кордильера разграничивала субокеанический окраинный бассейн на западе и задуговой бассейн на востоке. Источником сноса для окраинного бассейна служила только новообразованная кордильера, для задугового – существенную роль играла и действующая островная дуга на востоке. Показано, что после столкновения Ирландской островной дуги с микроконтинентом произошел перескок зоны субдукции на восток и сменилась ее полярность. Магнитогорская дуга сформировалась на зоне поддвига, падающей на запад. Коллизия континентальных плит, вероятно, началась только в конце среднего карбона в результате столкновения аккреционной окраины Евразийского континента и Казахстанской плиты. Ее следом, вероятно, является сутурная зона в районе современного Тургайского прогиба. Зона Главного Уральского разлома является следом столкновения островной дуги и микроконтинента.

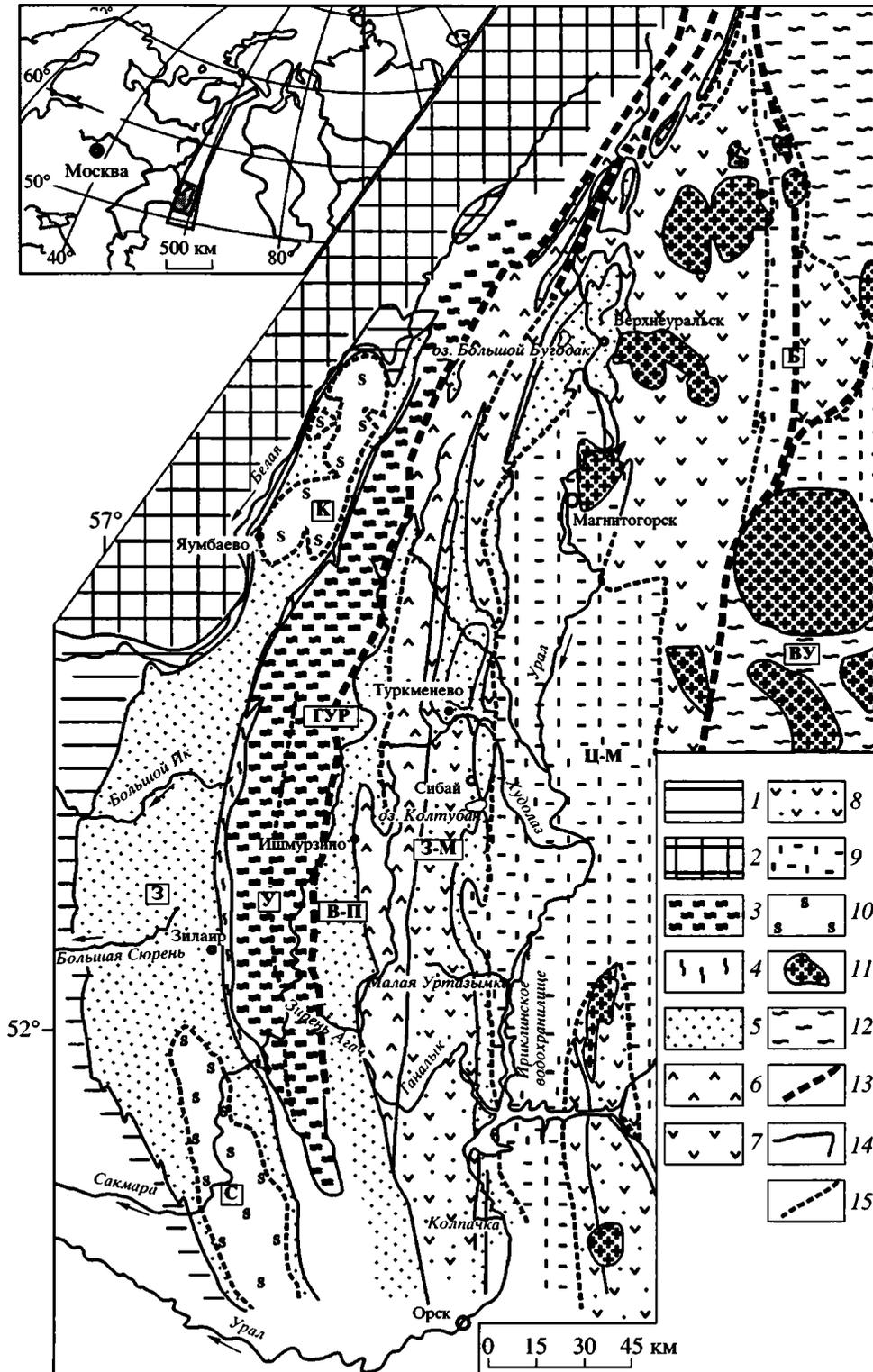
За последние десятилетия усилиями многих исследователей существенно увеличилась сумма знаний о геологической истории Уральской складчатой области. Более понятным (на основе теории тектоники литосферных плит) стал и палеозойский интервал [11–17, 28, 31–42, 44–49, 51, 52, 58, 59, 61, 69, 70 и др.]. В настоящее время подавляющее большинство геологов разделяют точку зрения, что в раннем и среднем палеозое на месте современного Урала был океан, который “захлопнулся” в конце девона или в начале карбона в результате коллизии континентальных плит. В структурах Урала сохранились элементы окраины Евразийского континента (палеоконтинентальный сектор) и океанической области в виде коллажа комплексов островных дуг и микроконтинентов, местами разграниченных зонами тектонических меланжей, состоящих из фрагментов океанической коры (палеоокеанический сектор). Нет пока единого мнения о деталях, в том числе о том, когда именно океан закрылся (в позднем девоне, раннем или среднем карбоне), каким образом были ориентированы зоны субдукции (на запад или на восток), где находится след столкновения плит (зона Главного Уральского разлома или восточнее) и т.д. Возможно, в проявлении некоторых из них окажутся полезными осадочные комплексы, пока слабо исследованные с точки зрения геодинамических режимов и

обстановок. Это относится и к обломочным толщам верхнего девона (главным образом зилаирской серии), по результатам изучения которых написана предлагаемая работа.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ЗИЛАИРСКОЙ СЕРИИ

Зилаирская серия ($D_3fm-C_{1t_1}$) является одним из наиболее значительных осадочных комплексов в геологическом разрезе Урала. Традиционно к ней относят песчано-глинистые толщи, развитые на обоих склонах Южного и Среднего Урала, но в данной статье она понимается в несколько более узком смысле, территориально ограниченной Южным Уралом (рис. 1). На западном склоне упомянутый комплекс выполняет Зилаирскую синформу, на восточном – слагает западную часть Магнитогорской мегазоны, в том числе Вознесенско-Присакмарскую зону. Серия сложена чередующимися (в разных соотношениях) песчаниками и аргиллитами, местами с участием кремнисто-глинистых пород, конгломератов, микститов. Генетически эти образования представляют собой турбидиты [65], а толща в целом рассматривается как флишевая формация [24, 64].

На восточном склоне Урала в наиболее полных разрезах (район Ириклинского водохранили-



ща, р. Зирень-Агач, р. Сакмара) мощности зилаирского комплекса достигают 1–1.5 км. В Зилаирской синформе они заметно больше. Но из-за сложных структур и отсутствия маркирующих горизонтов разные исследователи приводят различающиеся цифры: 2100 м [57], 2800 м, местами до

5000 м [24], до 3400 м [39], 3000 м [34]. Глубокие скважины Сосновка-3 и Сосновка-5, пробуренные в центральной части синформы, прошли по отложениям зилаирской серии 4000 м [50], но наличие складчатости заставляет думать, что истинная мощность меньше.

Рис. 1. Схематическая геологическая карта западного и центрального сегментов Южного Урала (на основе Геологической карты Урала масштаба 1 : 500000, 1979 г.)

1 – средне-верхнепалеозойские отложения края Русской платформы и Предуралья; 2 – рифей Башкирского мегантиклинория; 3 – ниже-среднепалеозойские метаморфические комплексы антиформы Уралтау; 4 – кремнистая толща силура–девона; 5 – обломочные породы зилаирской серии верхнего девона; 6 – эйфельские вулканогенные комплексы (ирендыкская островодужная формация); 7 – вулканогенные комплексы живета и верхнего девона, в том числе магнитогорская островодужная формация; 8 – вулканогенно-осадочные образования среднего–верхнего девона (улутауская свита); 9 – осадочные и вулканогенные образования каменноугольного возраста; 10 – аллохтоны Сакмарской зоны и массивов Крака; 11 – интрузивные массивы гранитоидов; 12 – ниже-среднепалеозойские вулканогенно-осадочные комплексы и гнейсо-мигматитовые образования Восточно-Уральского поднятия; 13 – зоны гипербазитовых меланжей; 14 – нормальные границы; 15 – основные тектонические границы. Буквенные обозначения: З – Зилайрская синформа; У – зона Уралтау; Магнитогорская мегазона, подразделяющаяся на зоны: В–П – Вознесенско-Присакмарская, З–М – Западно-Магнитогорская, Ц–М – Центрально-Магнитогорская; ВУ – Восточно-Уральское поднятие; С – Сакмарская зона; К – массивы Крака; ГУР – Главный Уральский разлом; Б – Брайловская зона мегамега-ланжа. В левом верхнем углу рисунка на обзорной карте заштрихована площадь работ.

Зилайрские обломочные породы на восточном склоне Урала повсеместно и согласно подстилаются (рис. 2) кремнями мукасовского горизонта [5, 28, 29], которые, в свою очередь, ложатся согласно на вулканогенно-обломочную толщу улутауской свиты (в Западно-Магнитогорской зоне) и со структурным несогласием – на гипербазиты, вулканогенные и кремнистые образования O₂–D₁ Вознесенско-Присакмарской зоны. В центральных районах Западно-Магнитогорской зоны в основании зилайрской серии залегают известняковые конгломераты колтубанской свиты, часто с очень крупными (до сотен метров по длинной оси) блоками биогермных известняков. На севере зоны кремни мукасовского горизонта перекрываются песчано-глинистой карантауской (кодинской) свитой и биягодинским олистостромом. На западном склоне Урала породы зилайрской серии подстилаются [13–15, 36, 41] кремнистыми и гли-

нисто-кремнистыми отложениями O–D_{3f}. На восточном крыле Зилайрской синформы франские кремни (ибрагимовский горизонт) согласно ложатся на кварциты и глинистые сланцы суваянского комплекса Уралтау [41]. На западном борту синформы зилайрская обломочная толща согласно подстилается верхнефранскими известняками. Мы сейчас фактически имеем один тектонически не нарушенный разрез, где это хорошо видно (село Яумбаево – в северной части синформы). Здесь на известняках аскынского горизонта (конодонтовая зона triangularis) залегают глинистая темировская свита мощностью до 200 м. В ее нижней части встречаются прослой, глыбы и обломки известняков, в верхней – появляются прослой алевролитов. Налицо постепенный переход шельфовых известняков к глубоководному флишу через глинистую, очевидно, склоновую толщу. Это явление хорошо известно и описано многими ис-

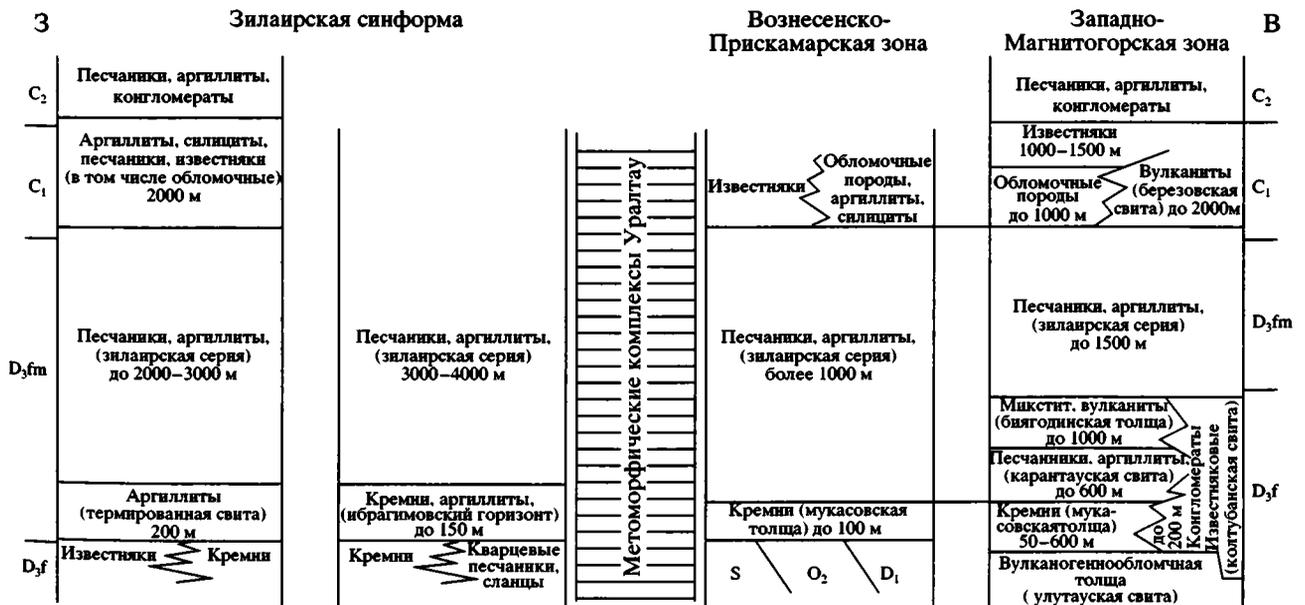


Рис. 2. Схема корреляции отложений зилайрской серии и вмещающих комплексов. Используются работы [5, 13–15, 28–30, 36, 41, 45].

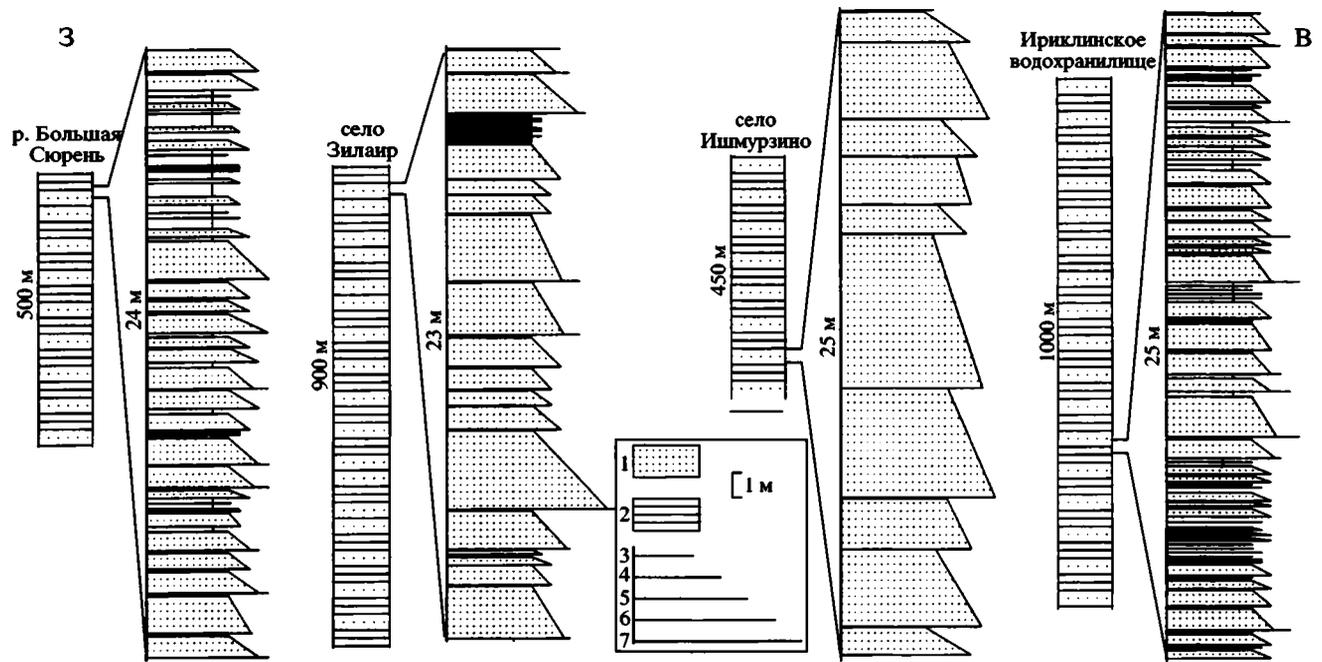


Рис. 3. Типичные разрезы отложений зилаирской серии вкрест простирания полосы ее развития. Положение разрезов показано на рис. 5.

1 – песчаники, 2 – аргиллиты, 3–7 – гранулометрический состав терригенных пород в крупномасштабных колонках: 3 – аргиллиты, 4–6 – песчаники: 4 – тонкозернистые, 5 – среднезернистые, 6 – грубозернистые, 7 – гравелиты.

следователями [2, 19, 23, 33]. В литературе часто упоминается и разрез по р. Большой Ик как пример согласного залегания зилаирских слоев на известняках края платформы [20, 34, 41]. Однако детальное его изучение показало, что тела известняков, которые обычно принимаются за повторяющиеся проявления подошвы зилаирской серии, скорее всего, являются аллохтонными блоками (олистоплаками) внутри терригенной толщи. Тем не менее, наличия даже одного ненарушенного разреза вполне достаточно, чтобы говорить о согласном залегании пород зилаирской серии на известняках края платформы как о реальности.

Начало формирования зилаирской серии приурочено к концу франа [5, 29, 30, 41], но на восточном склоне ее подошва, по-видимому, чуть древнее, по крайней мере, в северных разрезах (низы аскынского горизонта), чем на западном (верхи этого горизонта).

Верхнедевонские песчаники в Западно-Магнитогорской зоне представлены главным образом мелко- и среднезернистыми породами. Более грубые разности (полимиктовые конгломераты, карбонатные микститы) относительно редки. В северных районах зоны (севернее г. Сибай) в основании разреза широко развиты тифрогенные микститы. Разрезы в Вознесенско-Присакмарской зоне в целом более грубозернистые и более насыщены песчаниками. Один из наиболее мощных (800 м, по

М.Ю. Аржавитиной) разрезов этой зоны обнажается по р. Зирень-Агач. Пласты песчаников здесь достигают 3–4 м мощности, аргиллитов мало (10–20%). В основании песчаников обычными являются крупно- и грубозернистые разности и гравелиты. В 8 км к юго-юго-западу от села Ишмурино, на склонах горы Канатау пачки песчаников мощностью до 30–50 м почти лишены пелитовых прослоев (рис. 3). Здесь также нередкими являются гравелиты и грубозернистые песчаники. На р. Сакмаре, на широте г. Сибая, вся нижняя часть зилаирской серии (больше 200 м) сложена гравелитами. В упомянутом разрезе по р. Зирень-Агач, в верхнем течении речки, ниже типичных зилаирских отложений обнажаются глыбовые конгломераты (микститы), мощностью около 20 м. Обломочный материал в них представлен известняками нижнего визе и верхнего турне [54, 67], в меньшей степени блоками полимиктовых песчаников и аргиллитов зилаирского облика. Эти породы принимали за брекчию пририфовую [54] или тектоническую [67]. М.А. Камалетдинов и Т.А. Казанцева [21] сопоставляют их с осадочными обломочными известняками, обнаженными выше по ручью, что, по нашим данным, ближе к истине. Скорее всего, речь должна идти об отложениях дебритного потока, т.е. нормально-осадочных образованиях. Контакт с визуально перекрывающей толщей полимиктовых песчаников и аргиллитов, по-видимому, тектонический, так

как непосредственно выше микстита из прослоя обломочного известняка были определены верхнефаменские фораминиферы и конодонты (определения Т.И. Степановой). Существование дебри-тов свидетельствует о достаточно глубоководной обстановке в раннем визе. Вероятно, был прав Г.А. Смирнов [53], допуская, что формирование флиша на этой территории в начале визе все еще продолжалось. Данные М.А. Камалетдинова и Т.Т. Казанцевой говорят, что обломочные породы (в том числе обломочные известняки) здесь накапливались до среднего визе включительно.

В Зилаирской синформе, так же, как и на восточном склоне, наиболее грубозернистые и наиболее насыщенные песчаниками разрезы находятся вблизи хребта Уралтау. Здесь обычными являются мощные песчанниковые пачки с грубозернистыми песчаниками и гравелями в основании многометровых пластов турбидитов. Встречаются конгломераты, например, в бассейне р. Большой Ик, в ее верхнем течении обнажается пласт градационно сортированных обломочных известняков с конгломератами, мощностью около 10–12 м. Местами он, наряду с гальками известняков и кварцевых песчаников, содержит блоки полимиктовых песчаников, аргиллитов и силицитов. Конгломераты описываются [23, 60] и южнее пос. Зилаир. В литературе упоминается [20, 22, 36, 49] о наличии олистостромов среди зилаирского флиша в восточных разрезах синформы.

Замеры ориентировок складочек оползания и гьероглифов в подошвах пластов песчаников показывают, что в Зилаирской синформе перемещение обломочного материала происходило главным образом с юга на север и с востока на запад, на восточном склоне – на запад, на восток и с юга на север. Устойчивые течения с юга на север, очевидно, приводили к формированию конусов выноса, вытянутых вдоль оси обоих бассейнов. Такой вывод подтверждается и часто слабо выраженной сменой фаций в широтном направлении и широким распространением фаций лопастей.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ЗИЛАЙРСКИХ ПЕСЧАНИКОВ

Песчаники зилаирской серии Южного Урала традиционно делятся на содержащие и не содержащие обломки метаморфических пород. Первая группа песчаников слагает Зилаирскую синформу и широко развита на восточном склоне Урала, вторая – встречается преимущественно в самых восточных разрезах зилаирской серии. Песчаники первой группы представлены кварц-полевошпатовыми и полевошпат-кварцевыми граувакками (рис. 4) с обломками разнообразных вулканитов, гипабиссальных интрузивных образований, осадочных (кремней, аргиллитов, иногда кварце-



Рис. 4. Диаграммы состава песчаников: А – кварц-полевошпаты-обломки пород, Б – магматические породы-метаморфические породы-силициты, аргиллиты.

1–8 – местоположение образцов: 1 – Зилаирская синформа; 2, 3 – Вознесенско-Присакмарская зона, 2 – р. Зирень-Агач, село Ишмурзино, 3 – верховья р. Большой Кизил; 4–8 – Западно-Магнитогорская зона: 4 – р. Колпачка, 5 – Ириклинское водохранилище, реки Худолаз и Малая Уртазьмка, 6 – село Туркменево-І; 7 – оз. Колтубан, 8 – оз. Большой Бугодак.

вых песчаников, местами известняков) и метаморфических пород, серпентинитов. Всегда присутствует эпидот, пластинки биотита, стильпномелана, мусковита. Содержание кварца и полевых шпатов (плаггиоклазов) чаще всего сопоставимое и находится в пределах 20–30 %, соответственно, обломков пород около 50–60%. Среди обломков изверженных пород основных и средних разностей (по

мнению Р.Г. Язевой, главным образом андезиты и андезито-базальты, присутствуют субщелочные разности), как правило, несколько больше, чем кислых. Фрагменты метаморфических пород составляют 10–30% от общего количества обломков пород. Это преимущественно кварциты, кварц-мусковитовые, кварц-хлоритовые, кварц-хлорит-мусковитовые, кварц-хлорит-эпидотовые, углеродистые (графитистые?), иногда двуслюдяные сланцы. Практически во всех разрезах присутствуют серпентиниты, в количестве от единичных зерен до 10–15%. В тяжелой фракции на восточном склоне определены [3, 4] цирконы, рутил, турмалин, ильменит, магнетит, хромшпинелиды, гематит, сфен, гранаты, апатит, моноклинные пироксены, амфиболы, хлоритоид, глаукофан. Сходный набор минералов указывается [54] и в северной части Зилаирской синформы.

Описанный состав песчаников выдерживается по всей Зилаирской синформе и на значительной части территории Западно-Магнитогорской и Вознесенско-Присакмарской зон. Отклонения имеются, но неустойчивые. Так, например, на западном склоне в южных разрезах встречены песчаники с низким содержанием полевых шпатов (до 10%), в бассейне р. Большая Сюрень отдельные пласты песчаников представляют собой граувакковые аркозы (кварц 30–35%, полевые шпаты до 40%) с незначительным количеством основных вулканитов. Имеются данные об очень высоком содержании кварца и полевых шпатов (до 50%) в Вознесенско-Присакмарской зоне, по р. Зирень-Агач. Однако это, вероятно, только прослой. Вывод [4], что песчаники этого разреза характеризуются в основном аркозовым составом, я не могу подтвердить. Практически все изученные нами образцы представлены граувакками с умеренным (20–32%) количеством кварца и полевых шпатов. В упомянутом разрезе распространены обломки андезитов и дацитов с вкрапленниками амфиболов, не характерные для других районов. Есть и другие, менее существенные отклонения, касающиеся соотношения различных обломков пород и минералов, но в целом состав песчаников этой группы очень выдержанный.

Псаммиты второй группы более разнообразны, хотя и распространены не так широко. В северных районах Магнитогорской мегазоны развиты полевошпатовые и собственно граувакки с очень низким (менее 10, чаще до 1–3%) содержанием кварца и обломков кислых вулканитов. Эти песчаники сложены главным образом фрагментами основных эффузивов и субвулканических пород, содержание полевых шпатов (плаггиоклазов) нередко высокое (до 50%), присутствуют обломки клинопироксенов (до 10 и более процентов), реже амфиболов. Подобные песчаники иногда встречаются и южнее, в нижней части разреза

зилаирской серии по восточной окраине Западно-Магнитогорской зоны. Но здесь бывают и другие породы, также сложенные главным образом фрагментами вулканитов, только кислых. Особенно они распространены на самом юге зоны, в разрезе по р. Колпачке. На восточном берегу Ириклинского водохранилища нами были обнаружены уникальные кварцевые песчаники. Если не считать зерен известняков, разбавляющих силикатный материал, то эти породы состоят из кварца (80–90%), неокатанного, вулканического, и фельзитовой основной массы кислых вулканитов (10–20%). Полевые шпаты отсутствуют практически полностью! Характерно присутствие прослоев пирокластике, на севере основного состава, на юге – больше кислого.

БИЯГОДИНСКИЙ ОЛИСТОСТРОМ И ЕГО АНАЛОГИ

На восточном склоне Урала, в бассейне р. Большой Кизил, в основании зилаирской серии развита толща микстита, известная (после работ Г.А. Смирнова с сотрудниками в 1970-х годах) под названием “биягодинский олистостром”. Толща представляет собой несортированную гравийно-песчаную массу, в которой неравномерно рассеяны глыбы и обломки силицитов, песчаников, известняков, вулканитов [25, 56, 66 и др.]. Микстит повсеместно [29] подстилается песчано-глинистой толщей карантауской свиты, залегающей, в свою очередь, на кремнях мукасовского горизонта, и перекрывается флишем зилаирской серии (см. рис. 2). Микстит имеет сложные взаимоотношения с эффузивным комплексом – базальтовыми и андезитобазальтовыми порфиридами, редко кварцевыми альбитофирами. Местами они перекрывают микстит, в других районах в виде “огромных линз” находятся внутри последнего [56, 66]. Суммарная мощность глыбовых образований достигает 500–700 м.

В свое время было высказано предположение [66] о существовании в бассейне р. Большой Кизил двух разновозрастных структурных комплексов разного состава. Согласно этому предположению, комплекс с биягодинским олистостром в основании надвинут на классический зилаирский флиш. Но данные предпринятого нами изучения нижней границы микстита не допускают тектонический контакт. В районе села Туркменово-1 граница имеет пологоволнистую форму, вблизи нее нет никаких трещин, брекчий, зеркал скольжения. Такой же характер, только с более глубокими врезами, она имеет в разрезах по р. Икстимер, по хребту Биягода. Подтверждается точка зрения [25] об отсутствии надвига. Изучение конодонтов [29] также показало, что подстилающая микстит карантауская свита имеет более древний возраст (зона *linguiformis* – верхи франа),

чем слои, перекрывающие олистостром (фамен). По-видимому, наблюдавшиеся некоторыми авторами в северных районах развития микстита тектонические взаимоотношения имеют локальный характер.

В пределах микстита имеет место сложная прерывистая стратификация, обусловленная линзами, линзовидными прослоями песчаников и кремневых брекчий, вулканических пород. Очевидно, что биягодинский олистостром образовался не в результате аккумуляции одного гигантского оползня, это шлейф у подножья склона островной дуги, сформированный из отложений многих потоков, спускавшихся с востока по каньонам. Этим объясняется неравномерное распределение некоторых видов обломочного вещества, прерывистый характер полосы распространения микстита, тела вулканитов на разных уровнях, прослой турбидитов и т.д.

На севере Магнитогорской мегазоны (на широте г. Верхнеуральска) аналогом биягодинского олистоstromа является бугодакская толща [5], занимающая тот же стратиграфический интервал, но более мощная (до 1000–1200 м), благодаря большому количеству вулканитов. На юге биягодинский олистостром замещается глыбовыми известняковыми конгломератами колтубанской свиты. Но, если биягодинский олистостром представляет в разрезе только верхи конодонтовой зоны *linguiformis* [29], разграничивая карангаускую свиту и зилаирскую серию, то известняковые конгломераты занимают несколько более широкий интервал – между мукасовским горизонтом и зилаирской серией. Колтубанская свита, как и биягодинский олистостром, имеет прерывистое строение. Ее мощности меняются от нуля до многих десятков метров. Местами конгломераты срезают всю толщу мукасовских кремней. Среди галек известняков присутствуют вулканиты и песчаники похожие на породы улутауской свиты, встречаются блоки кремнистых пород. По простиранию и вверх по разрезу конгломераты нередко сменяются пакетами калькаренинов, чередующихся с полимиктовыми песчаниками и аргиллитами.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ СИТУАЦИЯ В ПОЗДНЕМ ДЕВОНЕ–НАЧАЛЕ КАРБОНА

В настоящее время широко распространено представление, что зилаирская серия формировалась в обширном едином бассейне, занимавшем западные, центральные и восточные районы современного Урала. Принимается, что область размыта располагалась на востоке, в районе Восточно-Уральского поднятия и восточнее [8, 12, 14, 18, 39, 54, 55 и др.]. Реже упоминаются островные поднятия на территории Магнитогорской мегазоны и Уралтау [1, 32, 49, 60]. Изложенные выше данные

противоречат точке зрения о едином бассейне с источником сноса на востоке. Зилаирская серия западного и восточного склонов Урала формировалась в двух отдельных бассейнах с основным источником обломочного материала, расположенным между ними. Но, если для западного бассейна кордильера Уралтау была единственной областью сноса, то бассейн восточного склона имел более сложные условия питания. Существенную роль играла и островодужная гряда на востоке. А в районе северного выклинивания Магнитогорской мегазоны размывалось поднятие, образованное в результате тектонического скупивания горных масс [47]. Уже распределение мощностей говорит в пользу вывода о двух бассейнах. На восточном склоне Урала мощности фаменских терригенных образований, по-видимому, не превышают 1500 м, а в Зилаирской синформе они, возможно, достигают 3–4 км. Наиболее грубозернистые и насыщенные песчаниками разрезы как на восточном, так и на западном склонах располагаются вблизи Уралтау (см. рис. 3). На восточном борту Зилаирской синформы встречаются олистоstromы и мощные пласты грубообломочных турбидитов (преимущественно известнякового состава), содержащие гальку кварцитовидных песчаников. Направления палеотечений и перемещения обломочного материала не дают повода подозревать единый бассейн с общим источником материала на востоке. Нет ничего похожего на то, что на востоке (в Западно-Магнитогорской зоне) залегают проксимальные фации, а на западе (в Зилаирской синформе) – дистальные, что было бы неизбежно в случае единого бассейна с источником на востоке. Кроме того, восточнее зилаирских бассейнов в конце позднего девона (одновременно с зилаирским флишем) продолжали формироваться магматические комплексы островной дуги, не допускающие попадание материала с района Восточно-Уральского поднятия в зилаирский бассейн.

Современная антиформа Уралтау сложена в разной степени метаморфизованными отложениями рифея(?), нижнего и среднего палеозоя [10, 12, 40]. Слабоизмененные вулканиты (как основные, так и кислые), серпентиниты и силициты, присутствующие среди обломков пород в зилаирских песчаниках, в настоящее время залегают в окружении Уралтау – в меланже Главного Уральского разлома, в Сакмарской зоне и в районе гипербазитовых массивов Крака. По мнению Р.Г. Язевой (устное сообщение), большая часть обломков изверженных пород как на восточном, так и западном склонах напоминает магматиты низов улутауского комплекса (живетский ярус) или верхней части баймак-бурибаевской свиты (эмс). Но улутауская свита практически везде согласно подстилает зилаирские отложения (через кремни мукасовского горизонта), вряд ли ее нижняя часть

могла в серьезных масштабах размываться во время формирования зилаирского флиша. Другое дело баймак-бурибаевская свита. Она располагается вблизи Уралтау, зилаирские образования перекрывают ее со структурным несогласием. В качестве источника обломков субщелочных пород можно предположить нижнедевонский мостостроительский комплекс [51, 52], залегающий в этой же зоне. Скорее всего, в позднем девоне массив Уралтау и осадочно-магматические формирования ордовика-раннего девона представляли собой единое целое – кремнисто-вулканогенные толщи со значительным количеством гипербазитов были частично шарьированы на преимущественно сиалические комплексы этого массива.

На севере Магнитогорской мегазоны основным источником обломочного материала была действующая вулканическая дуга. На тесную связь осадконакопления с дугой (начиная с аскынского времени, с конодонтовой зоны *linguiformis* и до конца фамена) указывает состав биягодинского олистострома и перекрывающих песчаников. Эти комплексы сложены главным образом перемещенной тефрой. В составе микстита присутствуют вулканические бомбы, он перемежается с туфами и лавовыми покровами. Но снос в эту часть бассейна происходил и с запада, с кордильеры Уралтау, хотя в меньшей степени. На территории севернее г. Сибая имело место переплетение конусов выноса западного и восточного источников (рис. 5), что, возможно, определялось интенсивностью и местом извержений в пределах дуги. Например, в бассейне р. Большой Кизил подстилающая биягодинский микстит карантауская свита сложена песчаниками западного происхождения, с обломками метаморфических пород, серпентинитов и т.д. Биягодинский микстит представлен переотложенной тефрой основного состава, а перекрывающие его зилаирские песчаники состоят из той же однообразной тефры, но с пакетами пород из района кордильеры Уралтау, на что обращали внимание еще И.В. Хворова и М.Н. Ильинская [66]. Обломочный материал с островной дуги временами также выносился далеко на запад, им сложена значительная часть разреза в верхнем течении р. Большой Кизил (Вознесенско-Присакмарская зона). На севере, на широте г. Верхнеуральска (оз. Большой Бугодак), микстит бугодакской толщи восточного происхождения перекрывается песчаниками и аргиллитами, снесенными со стороны Уралтау. Однообразный базальтовый состав обломочного материала песчаников, связанных с островной дугой, прослой лавы и пирокластики того же состава, незначительное количество пелитового материала свидетельствуют, что материал поступал в бассейн, главным образом, в виде переотложенной тефры.

Во второй половине франа и в фамене активные вулканические центры в пределах барьерной зоны Магнитогорской дуги сохранялись только на севере [52, 70]. Вероятно, поэтому на юге среди пород мукасовской толщи и зилаирского флиша мало пирокластического материала. Здесь на подводной гряде потухшей дуги еще с конца живета осаждались известняки. В самом конце франа они интенсивно размывались, скорее всего, в результате резкого понижения уровня моря, которое отмечается в это время повсеместно [8, 74], что привело к формированию конгломератов колтубанской свиты. Но в фамене о существовании поднятия напоминают лишь пласты мелкообломочных известняков и песчаников без западного материала, редкие карбонатные дебриты в нижней части зилаирского флиша. Так же, как и на севере, наблюдается чередование пород восточного и западного происхождения. На юге зоны (р. Колпачка) весь обнаженный разрез фаменских терригенных пород, по-видимому, имеет восточное происхождение. Обломочный материал там представлен изверженными породами (чаще кислыми) и известняками.

В начале карбона обстановка принципиально не изменилась. На большей части территории Западно-Магнитогорской и Вознесенско-Присакмарской зон сохранялось терригенное осадконакопление [21, 45, 55]. Обломочные породы продолжали формироваться и на западе (западный склон Урала) [24, 31, 64], постепенно смещаясь на платформу. Размыв кордильеры продолжался, хотя, может быть, и не так интенсивно, как в девоне; сохранялись два глубоких бассейна, разделенные Уралтау. В конце визе – серпухове кордильера расширилась. На востоке увеличилась шельфовая область, что привело к накоплению известняков; на западе шельфовая зона с карбонатным осадконакоплением была выведена на поверхность, усилился ее размыв. В серпухове и в начале башкирского времени в западный бассейн в больших объемах поступали гравититы карбонатного состава. Турбидиты и олистостромы бухарчинской свиты ($C_1s-C_2b_1$) содержат [27] обломки известняков фамена, турне, визе и особенно серпуховского яруса. Более вероятно, что расширение кордильеры связано с понижением уровня океана, имевшим место в серпуховское время [63, 73], но полностью исключить тектонику оснований тоже нет. Воздымание кордильеры еще более активизировалось в среднем карбоне. При этом продолжалось смещение глубоководных прогибов к западу и востоку от Уралтау. Особенно интенсивно кордильера размывалась в московское время, когда образовались мощные флишевые толщи как на западном склоне Урала, так и на востоке. В конце визе – серпухове вся территория Центрально-Магнитогорской зоны и Восточно-Уральского поднятия была занята мелководным

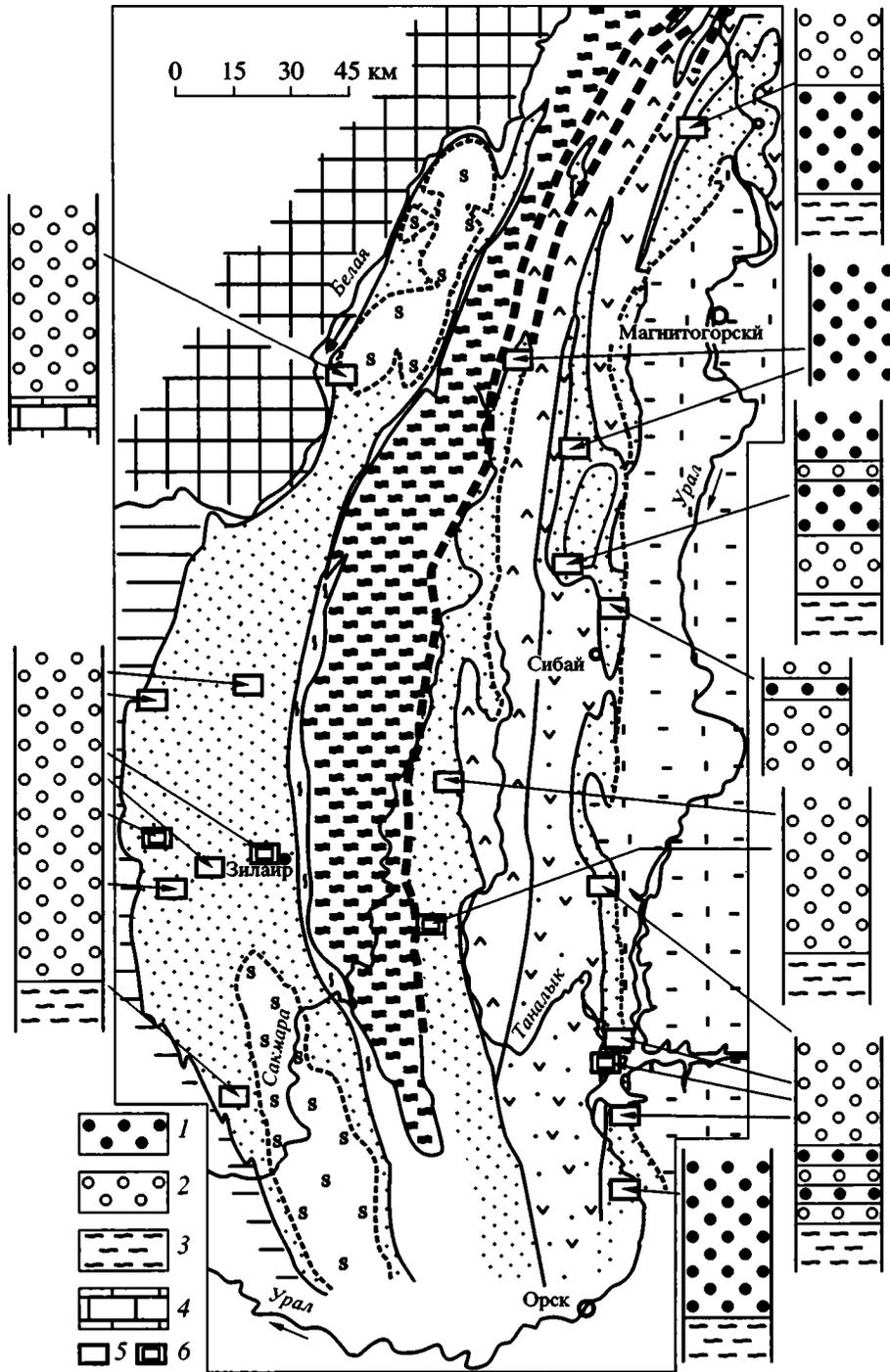


Рис. 5. Схематическая карта расположения основных типов песчаников в нижних горизонтах изученных разрезов. 1, 2 – песчаники: 1 – не содержащие обломки метаморфических пород, и 2 – содержащие их; 3, 4 – подстилающие толщи; 3 – силлициты, 4 – известняки; 5 – изученные разрезы; 6 – разрезы, показанные на рис. 3. Остальные обозначения см. на рис. 1.

морем, там осаждались известняки [45, 68]. Такая палеогеографическая ситуация противоречит выводам, основанным на формировании тоналит-гранодиоритовых plutонов и их коагматов [70], что в конце визе и серпухове началось надвигание

аккреционного восточного континентального края на бывшую палеоокеаническую область и образовавшаяся при этом кордильера охватила все Зауралье. Во всяком случае, в рельефе кордильера никак не проявилась.

О ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВКАХ

В результате раскола и раздвижения континентальных блоков при раскрытии палеозойского Уральского океана в ордовике образовалось несколько континентальных фрагментов – микроконтинентов [11, 16, 35, 37, 59, 61 и др.], в число которых, по-видимому, входил и Уралтау. Одно из основных доказательств, что Уралтау имел характер поднятия, по крайней мере с силура, приведено уже давно [46, 49]. Оно заключается в том, что вдоль западной кромки хребта Уралтау в составе бетринской свиты ($S-D_2$) распространены глыбы рифогенных известняков силура–низов среднего девона, кварциты и другие метаморфические породы [22, 33, 36], в то время как глубоко-водные глинисто-кремнистые осадки центральных частей впадины находятся западнее. На рубеже раннего и среднего девона произошло столкновение Уралтауского микроконтинента с Ирландской островной дугой (рис. 6). Преддуговая аккреционная призма, состоящая из комплексов океанического дна, оказалась частично обдуцированной на микроконтинент, о чем уже не раз писали [39, 40, 49]. Неметаморфизованные части аккреционной призмы сохранились в зоне Главного Уральского разлома и ее окружении. Это гипербазиты и вулканиты O и D_1 , глинисто-кремнистые толщи S и D_1 . Вслед за океанической корой в зону субдукции, по-видимому, был затянута и край микроконтинента. Согласно модели, разработанной альпийскими геологами [72], океаническая литосфера, погружающаяся в зону субдукции и увлекающая за собой легкую сиалическую кору, отрывается на глубине 50–100 км, после чего континентальная кора быстро всплывает. Этот процесс, очевидно, приводит к поднятиям, в данном случае к образованию кордильеры в самом конце франа. С погружением континентальной коры в зону субдукции связаны проявления метаморфизма высокого давления, характерного для пород максютовского комплекса на востоке Уралтау, на что уже неоднократно обращали внимание [9, 14]. Возраст глаукофановых сланцев комплекса 370–390 млн. лет [12, 38], т.е., отвечает концу среднего–началу позднего девона.

В настоящее время господствует точка зрения, что субдукция на восток под Ирландскую дугу привела к коллизии континентов. При этом одни авторы [12, 14, 61 и др.] считают, что океан на всей территории современного Южного Урала закрылся уже к середине позднего девона. По другим [70] – океан между Уралтау (Центрально-Уральское поднятие) и Ирландской дугой существовал вплоть до раннего карбона, а последовательно развивающиеся за это время (D_1e-D_3fm) островные дуги являются производными одной и той же зоны субдукции – под Ирландскую дугу. Менялся только наклон сейсмофокальной плос-

кости. Другие модели пока несколько менее популярны. Например, по В.Н. Пучкову [37], океан в основном закрылся в середине позднего девона в результате субдукции на восток под Восточно-Уральский микроконтинент, но остаточные бассейны с океанической корой существовали вплоть до конца среднего карбона. Л.П. Зоненшайн с соавторами [11] приходят к выводу, что непосредственное столкновение континентов началось в конце среднего карбона как следствие поглощения океанической коры на восток под Валерьяновскую дугу (территория современного Тургайского прогиба). По мнению Т.Н. Сурина и В.М. Мосейчука [58], океан перестал существовать в раннем карбоне после субдукции на запад под Магнитогорскую дугу.

Зилаирский флиш вместе с кремнями мукасовского горизонта залегает по обе стороны ирландских вулканических комплексов (рис. 7, см. рис. 1). Если кордильера Уралтау служила для него областью сноса, ни океанического пространства, ни зоны субдукции между Ирландиком и Уралтау в позднем девоне уже не могло быть. Но островодужный магматизм все же имел место [44, 52, 58, 70]; очевидно, океан в конце девона еще существовал, продолжалась субдукция. Скорее всего, фаменские субщелочные магматиты были производными самостоятельной – Магнитогорской зоны субдукции, заложенной еще в эйфеле [51]. Магматизм Ирландской дуги прекратился на стадии “юной дуги” и больше не возобновлялся. Магнитогорская дуга, напротив, прошла полный цикл развития, начиная со стадии “примитивной дуги”, но уже после того как перестала действовать Ирландская. Магматизм Магнитогорской дуги закономерно эволюционировал [70] от толеитов примитивной островной дуги типа Тонга (выявлены среди вулканитов карамалыташского комплекса – D_2ef) к образованиям юной дуги (улутауский комплекс – D_2g), развитой дуги (нововоронинский = колтубанский комплекс – D_3f) и закончился вулканическими и интрузивными формированиями зрелой дуги (верхнеуральский комплекс – D_3fm). Где же находилась зона субдукции на основе которой образовалась дуга? Она, по-видимому, не могла погружаться под дугу с запада (в современных координатах), так как уже во второй половине среднего и в начале позднего девона на территории между потухшей Ирландской дугой и новой – Магнитогорской формировался вулкано-генно-обломочный улутауский комплекс генетически связанный с Магнитогорской дугой. Причем ложится он не только в междуговую область, но и, местами, на ирландские вулканиты. Очевидно, что для океана здесь места нет. Улутауская свита согласно перекрывается кремнями мукасовской толщи, выше которых лежит зилаирский флиш. В основании последнего в южной части территории залегают грубообломочные извест-

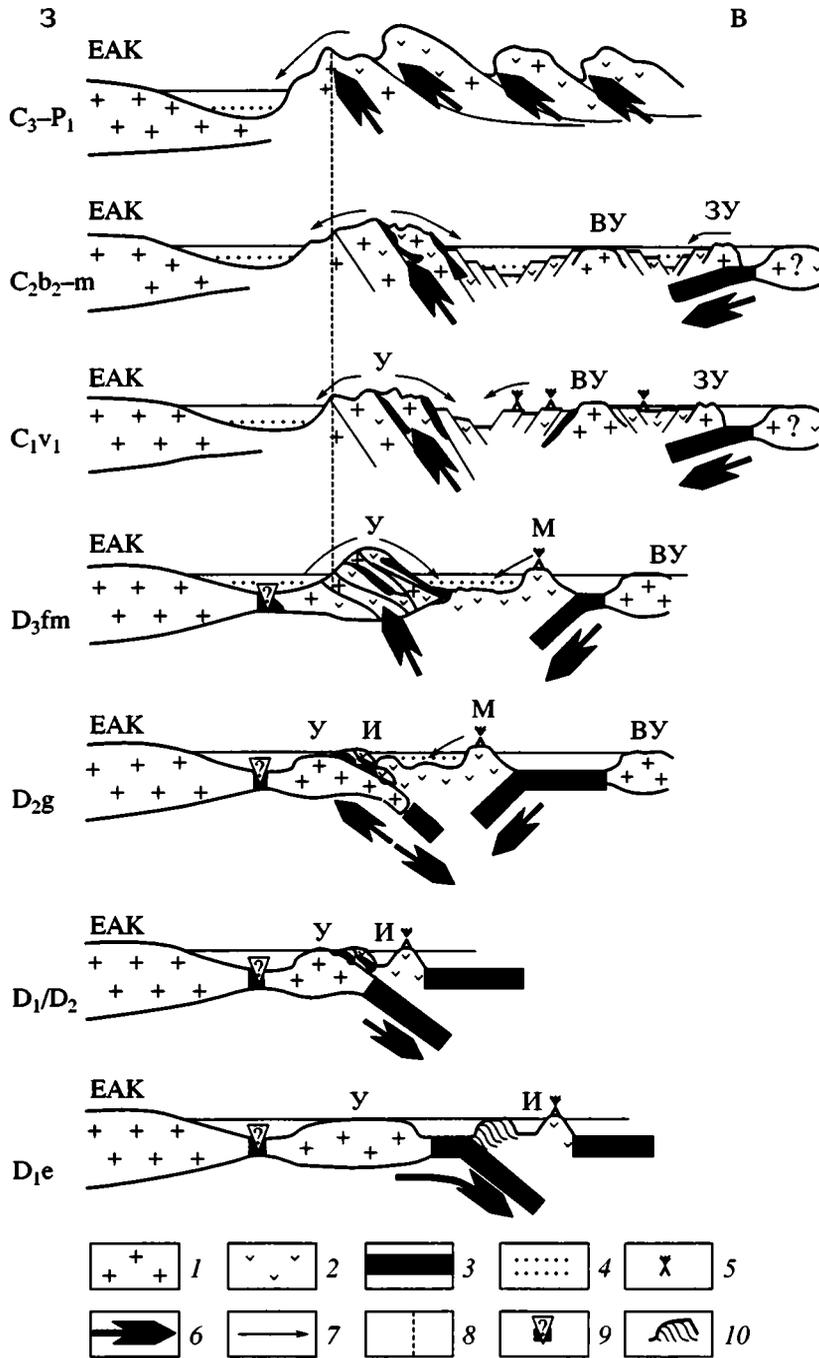


Рис. 6. Геодинамические обстановки на территории Южного Урала в среднем девоне-карбоне.

1 – континентальная литосфера; 2 – магматические комплексы, преимущественно островодужные; 3 – океаническая литосфера; 4 – обломочные осадки; 5 – районы активного вулканизма; 6 – основные направления перемещения литосферы и ее блоков; 7 – направления переноса обломочного материала; 8 – положение восточной береговой линии окраинного бассейна в фанене (относительно этой линии видно смещение прогиба на запад в C₁-P₁); 9 – возможная субокеаническая кора; 10 – аккреционная призма. ЕАК – Евразийский континент; микроконтиненты: У – Уралтау, ВУ – Восточно-Уральский, ЗУ – Зауральский; островные дуги: И – Ирландийская, М – Магнитогорская.

няки (в том числе олистоплаки) колтубанской свиты, наиболее вероятным источником которых была область Магнитогорской дуги. Обломочный материал в конце франа и в фанене поступал

с востока на территорию упомянутого междугового пространства и в северные районы Магнитогорской мегазоны. Причем он чередовался с осадками, принесенными с запада, с Уралтау.

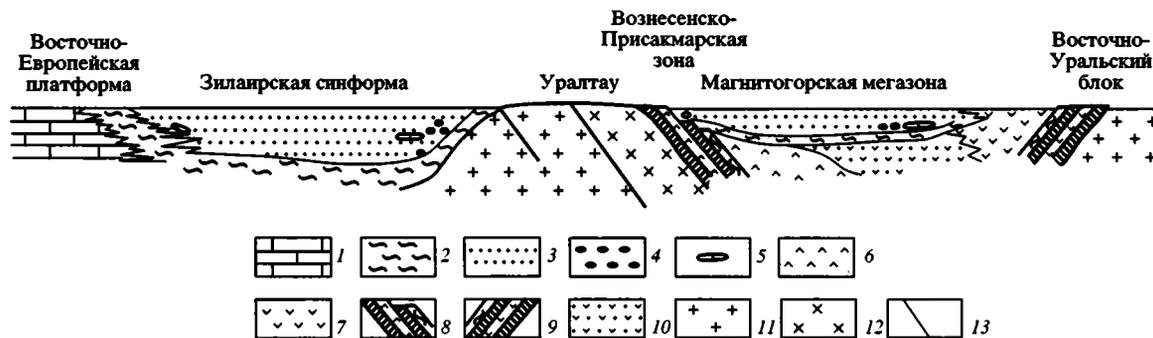


Рис. 7. Схематический палинспастический профиль западного и центрального сегментов Южного Урала для конца девона.

1 – шельфовые известняки; 2 – кремнистые и глинисто-кремнистые толщи; 3 – песчано-глинистые отложения; 4 – конгломераты; 5 – глыбы известняков; 6, 7 – вулканические комплексы Ирландской (6) и Магнитогорской (7) островных дуг; 8, 9 – зоны гипербазитового меланжа Главного Уральского разлома (8) и Браилловская (9); 10 – осадочно-вулканогенный комплекс (улутауская свита); 11 – метаморфические комплексы микроконтинентальных блоков; 12 – глыбокометаморфизованные толщи максютовского комплекса; 13 – основные разломы.

Таким образом, океана к западу от Магнитогорской дуги не было ни в среднем, ни в позднем девоне. Остается единственный вариант – зона субдукции и океан были восточнее дуги, но тогда сейсмофокальная плоскость должна была погружаться под дугу на запад, как это уже не раз предполагалось [11, 48, 58]. Что еще говорит в пользу такого предположения? Уже неоднократно обращалось внимание [52, 58], что в восточной части Магнитогорской дуги наблюдается закономерное омолаживание магматитов барьерной зоны с востока на запад. Это отчетливо видно и на геодинамической карте Р.Г. Язевой и В.В. Бочкарева [70]. Правда, согласно этим же авторам, в пределах отдельных вулканических формаций намечается тенденция увеличения содержания К, Rb, Sr с запада на восток, на основании чего ими и был предложен вариант с падением сейсмофокальной плоскости на восток. Не совсем ясна также ситуация с шохонитами и абсарокитами, ассоциирующими с субокеаническими толеитами и гипербазитами восточнее барьерной зоны. Предполагается, что это продукты собственно мантийного магматизма, обусловленного сдвиговыми разрывами во время сучивания при косо́й коллизии, “... появление этих вулканитов не может быть увязано с эволюцией предшествующих известково-щелочных магм” [70, с. 88]. Абсарокиты на современных островных дугах, один из наиболее известных примеров которых описан [62] на острове Танфильева на Курилах, встречаются и в преддуговой области. Зона меланжа (Браилловская) между комплексами островной дуги и Восточно-Уральским микроконтинентом, сложенная [70] субокеаническими толеитами, серпентинизированными гипербазитами, габбро, кремнистыми породами и фаменскими субщелочными базальтоидными вулканидами, вероятно, представляет собой аккреционную призму, возникшую в процессе субдукции.

Описанная ситуация, по-видимому, не является уникальной. Перемещение зоны субдукции с изменением полярности на противоположную, после столкновения островной дуги с окраиной пассивного континента, распространено широко. В качестве примера можно привести Центрально-Американский ороген [71], где после столкновения Карибского блока с островной дугой произошел перескок зоны субдукции в океан с изменением полярности. Причем океаническая кора вблизи островной дуги по составу соответствовала коре задугового бассейна, что имеет место и на Урале, – вулканиды эйфельской карамалыташской свиты отвечают таковым задугового моря [52, 70]. Аналогичная ситуация наблюдается на северо-восточной окраине Австралии, где после столкновения Новой Гвинеи с островной дугой образовалась новая зона субдукции (Западно-Меланезийская) со встречным падением [43], и т.д. Механизм такого процесса рассмотрен Е.А. Константиновской [26] на примере Камчатки. Здесь в результате столкновения в эоцене Ачайваям-Валагинской дуги с аккреционной континентальной окраиной Азии зона субдукции оказалась заблокированной фрагментами континентальной коры, что привело к развитию новой зоны поддвига с обратной стороны островной дуги. С использованием материалов экспериментальных исследований и дополнительных геологических данных по западной и юго-западной окраине Тихого океана она показала, что изменение полярности субдукции после столкновения островной дуги с пассивной окраиной континента практически неизбежно в условиях общего режима сжатия. Еще ранее к схожему выводу пришли Э. Морес и Р. Твис [75] в результате анализа возможных типов коллизий и их следствий.

Сохранялся ли океан где-то на востоке еще и после девона, однозначно ответить сложно. Восточно-Уральский и Зауральский континентальные блоки были спаяны силурийской дугой еще в начале девона [69]. Но о ситуации к востоку от них данных мало, и они противоречивы. Тем не менее, на сегодняшний день большинство авторов [11, 22, 37, 39, 40, 42] допускает возможность, что в первой половине карбона в пределах аккреционной окраины Казахстанского континентального массива существовали остаточные океанические (или субокеанические) бассейны.

В конце турне и до середины визе в районе развития отложений Магнитогорской дуги и на территории Восточно-Уральской зоны (зона распространения образований силурийской дуги) формировались комплексы континентальных толейтов [44, 45, 70]. Аналогичный вулканизм проявился и в Зауралье, но позже, в серпуховско-башкирское время [17, 37]. Палеовулканологи [70] связывают его появление с процессами растяжения при косом столкновении Магнитогорской дуги и аккреционного края восточного континента, сравнивают с магматизмом современной провинции Бассейнов и Хребтов Северной Америки. Но, как было показано выше, в районе Магнитогорской мегазоны субдукция прекратилась еще в конце девона. Некоторое омолаживание поясов тоналит-гранодиоритовых плутонов (формация постколлизийного вулcano-плутонического пояса [70]) с запада на восток, возможно, связано с отступлением зоны поддвига в восточном направлении, с последовательным закрытием остаточных океанических или субокеанических бассейнов. Следы этого отступления сохранились в виде омолаживающихся к востоку поясов серпентинитовых меланжей [22]. Можно, конечно, предположить, что столкновение Магнитогорской дуги (в качестве фронта аккреционной окраины Евразийского континента) и Восточно-Уральского аккреционного блока (Восточно-Уральский и Зауральский микроконтиненты, спаянные комплексами силурийской дуги) привело к проявлению рифтогенеза. В этом случае раннекаменноугольные толейты являются синколлизийными образованиями. Более предпочтительным, однако, является другой вариант, основанный на допущении, что на востоке в начале карбона еще продолжался подвиг океанической коры. В таком контексте описываемая зона растяжения могла представлять собой тыловый бассейн по отношению к окраинно-континентальному вулcano-плутоническому поясу. Рифтогенез, в результате которого формировались толейты, охватил широкую площадь. Лишь континентальные блоки (микроконтиненты), впаянные в зоны аккреции, не подвергались растяжению, в их пределах нет вулканитов. Более того, там встречаются следы размывов, а в смежных прогибах – обломочные породы C_{1t-v_1} .

Континентальные блоки в это время испытывали поднятие. Растяжение на описываемой территории продолжалось до конца C_2 . До московского времени включительно в пределах Магнитогорской мегазоны и Восточно-Уральского прогиба (зона между Восточно-Уральским и Зауральским микроконтинентами) существовали глубоководные бассейны [6]. Предположение [11, 42], что субдукционные процессы в Уральском регионе полностью закончились только к началу московского века, вполне вероятно.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Обломочные толщи зилаирской серии формировались на аккреционной окраине Евразийского континента за счет материала кордильеры Уралтау и, частично, действовавшей Магнитогорской дуги. Ее аккумуляция происходила в двух глубоководных бассейнах, разделенных кордильерой. Западный бассейн (Зилаирская синформа) представлял собой окраинное море, возможно, с субокеанической корой, сравнимое по морфологии с современным Мозамбикским проливом между Мадагаскаром и Африканским континентом, восточный – типичный задуговой бассейн. Образование зилаирского флиша не связано с коллизией континентальных плит.

Среднепозднедевонская зона субдукции (Магнитогорская), в отличие от раннедевонской (Ирендыкской), имела западное падение, как и все последующие – каменноугольные.

Зона Главного Уральского разлома на юге Урала не является швом коллизии континентальных плит, это след столкновения островной дуги с микроконтинентом. Континентальная коллизия, вероятно, началась только в конце среднего карбона в результате столкновения аккреционной окраины Евразийского континента и Казахстанской плиты. В качестве ее следа предполагается сутурная зона в районе современного Тургайского прогиба.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 99-05-64264).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абдулин А.А.* Геология Мугодзар. Алма-Ата: Наука, 1973. 391 с.
2. *Абрамова А.Н., Маслов В.А., Артюшкова О.В., Барышев В.Н.* О нижней границе зилаирской свиты в разрезе у д. Яумбаево // Ежегодник-1996 Института геологии УфНЦ РАН. Уфа: УфНЦ РАН, 1998. С. 32–34.
3. *Аржавитина М.Ю.* Расчленение зилаирской свиты Магнитогорского мегасинклинория по минеральным компонентам // Докл. АН СССР. 1976. Т. 229. № 3. С. 679–682.

4. *Аржавитина М.Ю.* Особенности минерального состава терригенных пород зилаирской свиты Магнитогорского мегасинклинория // Минералого-геохимические особенности колчеданных месторождений, вулканогенных и осадочных образований Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1978. С. 48–55.
5. *Артюшкова О.В., Маслов В.А.* Палеонтологическое обоснование стратиграфического расчленения дофаменских вулканогенных комплексов Верхнеуральского и Магнитогорского районов. Уфа: УфНЦ РАН, 1998. 156 с.
6. *Бежаев М.М.* Флишевая и орогенная формации восточного склона Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. 207 с.
7. *Вализер П.М., Ленных В.И.* Амфиболы голубых сланцев Урала. М.: Наука, 1988. 203 с.
8. *Веймарн А.Б., Кузьмин А.В., Кононова Л.И., Барышев В.Н., Воронцова Т.Н.* Рубеж франского и фаменского веков в Тимано-Печорской провинции, на Урале и в Казахстане (геологические события и их интерпретация) // Бюл. МОИП. Отдел геол. 1996. Т. 71. Вып. 3. С. 42–55.
9. *Добрецов Н.Л.* Глаукофановые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 436 с.
10. *Захаров О.А., Захарова А.А.* К истории формирования зоны Уралтау // Ежегодник-1996 Института геологии УфНЦ РАН. Уфа: УфНЦ РАН, 1998. С. 55–58.
11. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. М.: Недра, 1990. 327 с.
12. *Иванов К.С.* Структурно-тектонические и геодинамические исследования на Урале // 100 лет геологического картографирования на Урале. Екатеринбург: Уральский комитет по геологии и использованию недр, 1997. С. 124–143.
13. *Иванов К.С.* Новые данные по стратиграфии и тектонике палеозойских терригенно-кремнистых комплексов района массива Крака (юго-западный Урал) // Палеогеография венда-раннего палеозоя Северной Евразии. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 107–113.
14. *Иванов К.С.* Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд. лет) и строения Урала. Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 253 с.
15. *Иванов К.С., Пучков В.Н.* Геология Сакмарской зоны Урала: новые данные. Свердловск: УрО АН СССР, 1984. 86 с.
16. *Иванов С.Н., Перфильев А.С., Нечеухин В.М. и др.* Палеозойская история Урала // Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974. С. 13–38.
17. *Иванов С.Н., Семенов И.В., Червяковский Г.Ф.* Рифтогенез в предконтинентальной стадии развития Урала // Докл. АН СССР. 1984. Т. 274. № 2. С. 387–391.
18. *Ильинская М.Н.* О составе песчаников зилаирской серии на Южном Урале // Литология и полезные ископаемые 1980. № 6. С. 32–44.
19. *Казанцева Т.Т.* К стратиграфии зилаирской серии западного склона Южного Урала // Докл. АН СССР. 1970. Т. 194. № 3. С. 649–652.
20. *Камалетдинов М.А.* Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 231 с.
21. *Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т.* Новые данные по геологии Присакмарской зоны восточного склона Южного Урала // Стратиграфия палеозоя Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1977. С. 73–77.
22. *Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т.* Аллохтонные офиолиты Урала. М.: Наука, 1983. 167 с.
23. *Камалетдинов Р.А.* Возраст и стратиграфия зилаирской серии на западном склоне Южного Урала // Докл. АН СССР. 1960. Т. 132. № 6. С. 1382–1384.
24. *Келлер Б.М.* Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинории на Южном Урале и сходные с ней образования. М.: Изд. АН СССР, 1949. 165 с.
25. *Клюжина М.Л., Магадеев Б.Д., Силантьев Е.В.* Олистостромовый комплекс в северной части Кизило-Уртазымского синклинория // Литология и условия образования палеозойских осадочных толщ Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 5–30.
26. *Константиновская Е.А.* Геодинамика коллизии островная дуга-континент на западной окраине Тихого океана // Геотектоника. 1999. № 5. С. 15–34.
27. *Кулагина Е.И., Пазухин В.Н., Кочетова Н.Н.* Разрез "Мурадымово" // Путеводитель геологической экскурсии по разрезам палеозоя и верхнего докембрия западного склона Южного Урала и Приуралья. Уфа: УфНЦ РАН, 1995. С. 129–137.
28. *Маслов В.А.* Девон восточного склона Южного Урала. М.: Наука, 1980. 224 с.
29. *Маслов В.А., Артюшкова О.В., Нурмухаметов Э.М.* Франские отложения Магнитогорского мегасинклинория. Уфа: УфНЦ РАН, 1999. 82 с.
30. *Маслов В.А., Черкасов В.Л., Тищенко В.Т.* Стратиграфия и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медноколчеданных районов Южного Урала. Уфа: УфНЦ РАН, 1993. 217 с.
31. *Мизенс Г.А.* Верхнепалеозойский флиш Западного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 230 с.
32. *Нестоянова О.А.* Основные черты стратиграфии, тектоники и вулканизма зеленокаменного комплекса Учалинского рудоносного района // Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. Вып. 2. М.: Госгеолтехиздат, 1960. С. 55–75.
33. *Ожиганов Д.Г.* Девонские отложения восточной части западного склона Южного Урала (Приуралтауская зона) // Геология СССР. Т. XIII. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1964. С. 186–199.
34. *Пазухин В.Н., Пучков В.Н., Барышев В.Н.* Новые данные по стратиграфии зилаирской серии западного склона Южного Урала // Ежегодник-1995 Ин-

- ститута геологии УфНЦ РАН. Уфа: УфНЦ РАН, 1996. С. 34–41.
35. *Перфильев А.С.* Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. 188 с.
 36. *Пучков В.Н.* Бативальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.
 37. *Пучков В.Н.* Палеоокеанические структуры Урала // *Геотектоника*. 1993. № 3. С. 18–33.
 38. *Пучков В.Н.* Геодинамический контроль регионального метаморфизма на Урале // *Геотектоника*. 1996. № 2. С. 16–33.
 39. *Пучков В.Н.* Образование Урало-Новоземельского складчатого пояса – результат неравномерной ко-соориентированной коллизии континентов // *Геотектоника*. 1996. № 5. С. 66–75.
 40. *Пучков В.Н.* Тектоника Урала. Современные представления // *Геотектоника*. 1997. № 4. С. 42–61.
 41. *Пучков В.Н., Барышев В.Н., Пазухин В.Н.* Новые данные по стратиграфии терригенно-кремнистого девона на западном склоне Башкирского Урала // *Ежегодник–1996 Института геологии УфНЦ РАН*. Уфа: УфНЦ РАН, 1998. С. 24–31.
 42. *Пучков В.Н., Салихов Д.Н., Серавкин И.Б., Косарев А.М.* Палеозойская субдукция на Южном Урале // *Палеозоны субдукции: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез. Тезисы докладов Международной научной конференции “Чтения А.Н. Заварицкого”*. Екатеринбург: УрО РАН, 1999. С. 124–127.
 43. *Пуцаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н.* Тектоническое развитие Земли: Тихий океан и его обрамление. М.: Наука, 1992. 263 с.
 44. *Салихов Д.Н.* Развитие Южного Урала в коллизионную эпоху позднего палеозоя. Уфа: УфНЦ РАН, 1996. 42 с.
 45. *Салихов Д.Н., Яркова А.В.* Нижнекаменноугольный вулканизм Магнитогорского мегасинклинория. Уфа: БНЦ УрО РАН, 1992. 137 с.
 46. *Самыгин С.Г.* Дифференцированное смещение оболочек литосферы и эволюция формационных комплексов (Урал) // *Тектоническая расслоенность литосферы*. М.: Наука, 1980. С. 29–63.
 47. *Самыгин С.Г., Кузнецов Н.Б., Павленко Т.И., Дегтярев К.Е.* Структура Кыштым-Миасского района Южного Урала и проблема сочленения Магнитогорских и Тагильских комплексов // *Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии*. М.: Наука, 1998. С. 73–92.
 48. *Самыгин С.Г., Лейтес А.М.* Тектоническое развитие Урала и Аппалачей в палеозое // *Закономерности формирования структуры континентов в неогее*. М.: Наука, 1986. С. 67–84.
 49. *Самыгин С.Г., Перфильев А.С., Рихтер А.В.* Тектоническое скупчивание и сейсмофокальные зоны в островодужных системах геологического прошлого // *Строение сейсмофокальных зон*. М.: Наука, 1987. С. 132–150.
 50. *Сенченко Г.С., Морозов С.Г., Иванова Т.В.* Сверхглубокая скважина в Зилаирском синклинии на Южном Урале // *Советская геология*. 1977. № 7. С. 98–105.
 51. *Серавкин И.Б.* Вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. М.: Наука, 1986. 268 с.
 52. *Серавкин И.Б., Косарев А.М., Салихов Д.Н. и др.* Вулканизм Южного Урала. М.: Наука, 1992. 197 с.
 53. *Смирнов Г.А.* К истории тектонического развития Урала по данным литолого-фациальных исследований // *Геотектоника*. 1971. № 2. С. 29–37.
 54. *Смирнов Г.А., Смирнова Т.А.* Материалы к палеогеографии Урала. Очерк 3. Фаменский век. Свердловск: Уф АН СССР, 1961. 85 с.
 55. *Смирнов Г.А., Смирнова Т.А.* Материалы к палеогеографии Урала. Очерк 4. Турнейский век. Свердловск: Уф АН СССР, 1967. 205 с.
 56. *Смирнов Г.А., Смирнова Т.А., Ключина М.Л., Анфимов Л.В.* Материалы к палеогеографии Урала. Очерк 5. Франский век. М.: Наука, 1974. 218 с.
 57. *Стратиграфические схемы Урала*. Екатеринбург: Роскомнедра, 1993. 152 с.
 58. *Сурин Т.Н., Мосейчук В.М.* Геодинамика развития Магнитогорского палеовулканического пояса (Южный Урал) // *Вестник С-ПбГУ*. Сер. 7. 1995. Вып. 4 (№ 28). С. 11–18.
 59. *Тектоника Урала* (Объяснительная записка к Тектонической карте Урала масштаба 1 : 1000000) / *Пейве А.В., Иванов С.Н., Нечухин В.М., Перфильев А.С., Пучков В.Н.* М.: Наука, 1977. 120 с.
 60. *Тесаловский М.Д.* О составе и условиях формирования конгломератов низов фамен-нижнетурнейских отложений восточной части Оренбургской области // *Петрография обломочных пород Восточного склона Урала и Мугоджар*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1976. С. 42–54.
 61. *Формирование земной коры Урала / Иванов С.Н., Пучков В.Н., Иванов К.С., Самаркин Г.И., Семенов И.В., Пумпянский А.И., Дымкин А.М., Полтавец Ю.А., Русин А.И., Краснобаев А.А.* М.: Наука, 1986. 247 с.
 62. *Фролова Т.И., Перчук Л.Л., Бурикова И.А.* Магматизм и преобразование земной коры активных окраин. М.: Недра, 1989. 261 с.
 63. *Харленд У., Кокс А., Ллевелинг П.* Шкала геологического времени. М.: Мир, 1985. 140 с.
 64. *Хворова И.В.* Флишевая и нижнемолассовая формации Южного Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 352 с.
 65. *Хворова И.В., Ильинская М.Н.* Верхнедевонские граувакковые отложения Южного Урала и механизмы их формирования // *Литология и полезные ископаемые* 1980. № 4. С. 55–67.
 66. *Хворова И.В., Ильинская М.Н.* Девонская олистострома Южного Урала // *Литология и полезные ископаемые* 1981. № 6. С. 25–37.
 67. *Чибрикова Е.В.* Стратиграфия девонских и более древних палеозойских отложений Южного Урала и Приуралья. М.: Наука, 1977. 191 с.
 68. *Чувашов Б.И., Иванова Р.М., Колчина А.Н.* Верхний палеозой восточного склона Урала (стратигра-

- фия и геологическая история). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 230 с.
69. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Силурийская островная дуга Урала: структура, развитие, геодинамика // Геотектоника. 1995. № 6. С. 32–44.
70. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Геология и геодинамика Южного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 204 с.
71. Berrange J.P., Thorpe R.S. The geology, geochemistry and emplacement of the Cretaceous-Tertiary ophiolitic Nicoya Complex of the Osa Peninsula // Tectonophysics. 1988. Vol. 147. № 3/4. P. 193–220.
72. Blanckenburg F., Davies J.H. Slab breakoff: A model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps // Tectonics. 1995. Vol. 14. № 1. P. 120–131.
73. Crowell I.C. Gondwanian glaciation, cyclothems, continental positioning and climate change // Amer. J. Sci. 1978. Vol. 278. № 10. P. 1345–1372.
74. Johnson J.G., Klapper G., Sandberg C.A. Devonian eustatic fluctuations in Euramerica // Geol. Soc. Amer. Bull. 1985. Vol. 96. № 5. P. 567–587.
75. Mores E.M., Twiss R.J. Tectonics. New York: W.H. Freeman and Company, 1995. 415 p.

Рецензенты: А.С. Перфильев, С.Г. Самыгин

Upper Devonian Clastic Rock Complexes in the Geological History of the South Urals

G. A. Mizens

Zavaritskii Institute of Geology and Geochemistry, Ural Division, Russian Academy of Sciences,
Pochtovyi per. 7, Yekaterinburg, 620151 Russia

Abstract—Based on the studies of Late Devonian clastic rock successions (geologic setting, structural features, facies, composition, relationships with neighboring strata) on the eastern and western slopes of the South Urals, depositional basins and geodynamic environments in the border zone between the Euramerican (Laurussian) paleocontinent and Uralian Paleocan are reconstructed. The Uraltau Cordillera, formed at the margin of the paleocontinent as a result of collision between a previously separated microcontinent and an island arc, was the main source of clastic material from the mid-Late Devonian to the latest Middle Carboniferous. In the Middle and Late Devonian, the cordillera separated a suboceanic marginal basin in the west from a back-arc basin in the east. The marginal basin received clastic material from the newly formed cordillera only, while the back-arc basin also received clastics in significant amounts from the active island arc in the east. After the collision of the Irendyk island arc with the microcontinent, subduction zone jumped to the east with a change in polarity. The Magnitogorsk island arc originated on a west-dipping underthrust zone. The collision of continental plates probably commenced late in the Middle Carboniferous by the docking of the Kazakhstan plate to the accretionary margin of the Euramerican continent. The suture zone in the present-day Turgai basin probably a trace of this collision. The zone of Main Uralian fault is the trace of collision between the island arc and the microcontinent.

УДК 551.243(575.1)

СТРУКТУРНЫЕ ПАРАГЕНЕЗЫ И КИНЕМАТИКА ЦЕНТРАЛЬНО-КАРЕЛЬСКОЙ ЗОНЫ СДВИГОВЫХ ДЕФОРМАЦИЙ (БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ)

© 2002 г. С. Ю. Колодяжный

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

Поступила в редакцию 03.07.2000 г.

На основании изучения структурно-кинематических парагенезов и рисунков предложена модель эволюции Центрально-Карельской зоны сдвиговых деформаций, развитой в приосевой части Карельского массива Балтийского щита. Показана существенная роль горизонтально-продольного сдвигового течения в формировании данной структуры, выявлен характер ее латеральной структурной зональности, связанной с гетерогенными условиями и неоднородностью деформации. Характерным является развитие в пределах зоны структур латерального выжимания – нагнетания, поперечного выдвигания – сплющивания. Кинематика и геодинамические условия развития зоны периодически менялись на протяжении архейско-палеопротерозойского периода развития. Выявлены этапы: 1) транспрессии с левосдвиговыми перемещениями (конец архея); 2) транстенсии с правосдвиговой кинематикой (ранний палеопротерозой); 3) транспрессии с лево-, а затем правосдвиговым характером течения (свекофенский этап). Отмечена существенная роль процессов вращения структур в формировании тектонического облика региона. Приводятся описания и детальные зарисовки структурных парагенезов и рисунков, отмечается их иерархический способ построения в рамках гетерогенной среды и при развитии неоднородной деформации.

ВВЕДЕНИЕ

Изучение кинематики зон сдвиговых деформаций имеет большое значение для геодинамических реконструкций, теоретической и экспериментальной тектоники. Информация в этой области накапливается лавинообразно, все больше появляется сведений о существенной роли горизонтальных, в частности, сдвиговых перемещений в процессе эволюции земной коры [4–6, 10, 11, 13, 15, 18, 19, 26, 27, 31, 33, 35, 36, 40]. Представления о зонах сдвиговых деформаций активно развиваются и имеют в основе мощную экспериментально-теоретическую базу, позволяющую с помощью кинематически “осознанных” структурных форм рассматривать прогрессивное развитие деформации, интерпретировать закономерные структурные парагенезы и рисунки [1, 6, 13–15, 19, 25–27, 30–34, 37–40]. Однако определенных методических шаблонов в этой области не существует и в каждом конкретном случае геологам приходится решать сложную обратную кинематическую задачу, восстанавливая по конечному структурному образу события прогрессивной деформации. Многообразие кинематических ситуаций связано с большим числом параметров геологических систем, в частности, с неоднородным и иерархическим строением геологической среды, многогранной организацией структурных парагенезов и наложением структур, с вариациями

термодинамических параметров и интерференцией разнородных внешних и внутренних факторов деформации [14, 24, 25].

Особую сложность представляют случаи, когда формируются долгоживущие зоны сдвиговых деформаций, последовательно проникающие в разновозрастные структурно-вещественные комплексы, например, из складчато-метаморфического фундамента в породы перекрывающего чехла [4, 5, 33, 35, 36]. Формирующиеся при этом структурные парагенезы отличаются большим многообразием, что определяется характером проявления деформации сдвига в комплексах с различной реологией и разным уровнем структурно-вещественной эволюции – от слабо измененных осадочных пород чехла до гранитогнейсов фундамента. Подобная сложная структурная организация зон сдвиговых деформаций характерна для Карельского массива Балтийского щита, в отношении которого все больше накапливается новых сведений в этой области [4, 5, 11].

В работе рассматривается новый фактический материал о строении Центрально-Карельской зоны сдвиговых деформаций, занимающей центральную позицию в структуре Карельского массива. В пределах южной части зоны были проведены детальные структурно-парагенетические и кинематические исследования, положенные в основу этой статьи.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

При работе использовались методы структурно-парагенетического и кинематического анализов, в основе которых находятся учение о структурных парагенезах и представления о прогрессивном развитии сдвигового тектонического течения, разработанные А.В. Лукьяновым, Д. Рэмзи и рядом других исследователей [6, 13–15, 24–27, 31, 32, 37, 38]. Коротко рассмотрим некоторые аспекты метода, имеющие значение для последующего изложения материалов.

Прогрессивное развитие сдвиговых деформаций требует учитывать и различать элементы прогрессивного этапа деформации и соответствующие им категории, характеризующие конечные ее результаты. В процессе единого этапа деформации пространственное положение главных осей эллипсоида деформации и ориентировка структур начальных и конечных стадий сдвигового течения отличаются. Поэтому **прогрессивная деформация**, характеризующая процесс развития деформации во времени, рассматривается как система “мгновенных” и “конечных” составляющих деформационного состояния. Тектоническое течение в литосфере реализуется за счет коаксиального (по модели чистого сдвига), не коаксиального (модель простого сдвига) и смешанного режимов течения [32]. Чистый сдвиг предполагает соосное приращение – сокращение главных осей мгновенных эллипсоидов деформации; простой сдвиг, наоборот, в процессе деформирования сопровождается *вращением главной оси максимального удлинения к плоскости сдвига* [32, 38]. При коаксиальном течении скорости вращения структурных элементов в деформируемом объеме имеют различный знак, но усредненно равны нулю. В случае простого сдвига все материальные частицы испытывают однонаправленное вращение. В природе крайние типы сдвигового течения (чистый и простой сдвиг) чаще совмещены в той или иной пропорции, что соответствует кинематическим обстановкам *транспрессии* (сдвиг со сжатием) и *транстенсии* (сдвиг с растяжением) [19].

Одной из главных задач кинематического анализа является оценка характера и *направления вращения* деформируемых тел, что характеризует объемную составляющую сдвиговых перемещений и тип тектонического течения [30–32, 34, 37]. Компонент вращения, характеризующий поворот материальных частиц по отношению к главным осям мгновенной деформации, называется *моментом вращения* (vorticity) [34]. В условиях транспрессии или транстенсии значительная часть структурных элементов испытывает однонаправленное синтетическое вращение в соответствии с объемной составляющей компоненты простого сдвига. При этом составляющая чистого сдвига приводит к появлению сектора обрат-

ного вращения, и материальные частицы, ориентированные в его угловой позиции, вращаются антитетически. Угловая величина данного сегмента будет возрастать с увеличением степени коаксиальности течения. Момент вращения характеризует “внутренний” ротационный компонент в локальной системе координат. Однако ранговая организация структурных парагенезов требует учитывать проблему пространства при деформации и рассматривать геологическое тела в различных, в том числе и во внешних, системах координат [14]. Для обозначения компоненты вращения структур во внешней системе координат принимается термин *спин* [32]. Общая составляющая вращения складывается из момента вращения и спина.

Вращательный компонент деформации находит отражение в асимметричной организации частных структур, структурных парагенезов и рисунков [30, 31, 37, 38]. Эта асимметрия также может быть выявлена на основании статистического анализа тектонических ориентировок различных структурных элементов, при изучении временной последовательности развития структур, а также при анализе сопряженных систем складок и сдвиговых зон высокого порядка.

При изучении структурно-кинематических парагенезов возникает ряд проблем: 1) генезис структур и возможность их наложения; 2) проблема положения в пространстве; 3) многограновая иерархическая организация структурных ансамблей; 4) кинематические и объемные эффекты при деформации неоднородных сред, и неоднородный характер деформаций; 5) явления разложения и перераспределения типов течения; 6) проблема соотношений различных типов и, в частности, суперпозиционных (развивающихся во времени [24]) структурных парагенезов [13–15, 24, 25, 30, 32]. *Основанием для объединения различных структур в единую кинематическую группу (структурно-кинематический парагенез) является устойчиво повторяющееся в пределах единой тектонической зоны сообщество субсинхронных деформационно совместимых структур, отражающих прогрессивную деформацию, в кинематической взаимосвязи и соподчиненности с общими объемными динамическими причинами, их порождающими.* Важно подчеркнуть, что процесс формирования структурно-кинематического парагенеза подразумевает широкие временные интервалы, характеризующие вполне определенными динамическими и термодинамическими параметрами, смена которых порождает кардинальную перестройку структурного стиля. Этот принцип вполне согласуется с понятием “структурный парагенез” [15] и является его производной. Естественно, такой методический подход требует проведения корреляции структурных па-

рагенезов по типам тектонитов и датированным структурно-вещественным комплексам, вмещающим данные сообщества структур.

Одновозрастные в широком временном интервале структурно-кинематические парагенезы образуют ряды, составляющие структурные рисунки, в пределах которых их размещение подчиняется принципам неоднородности и комплементарности деформационных процессов, а также определяется иерархической организацией геологической среды [6, 13–15, 19, 25]. Последовательно сменяя масштаб наблюдения от микро- до мегауровней, переходя от изучения локальных обнажений к результатам геологического картирования и дешифрирования, мы постепенно из частных локальных кинематических ситуаций реконструируем и приближаемся к оценке общего объемного динамического режима. В некоторых случаях структурные рисунки и составляющие их парагенезы организованы по принципу подобия, в других – кинематическое содержание рисунка существенно иное, но и в этом есть своя закономерность, причину которой следует искать в многогранности геодинамических факторов и иерархически построенных неоднородностях геологической среды.

Руководствуясь вышеизложенным, перейдем к рассмотрению конкретных геолого-структурных материалов, полученных в ходе работ в пределах Центрально-Карельской зоны сдвиговых деформаций.

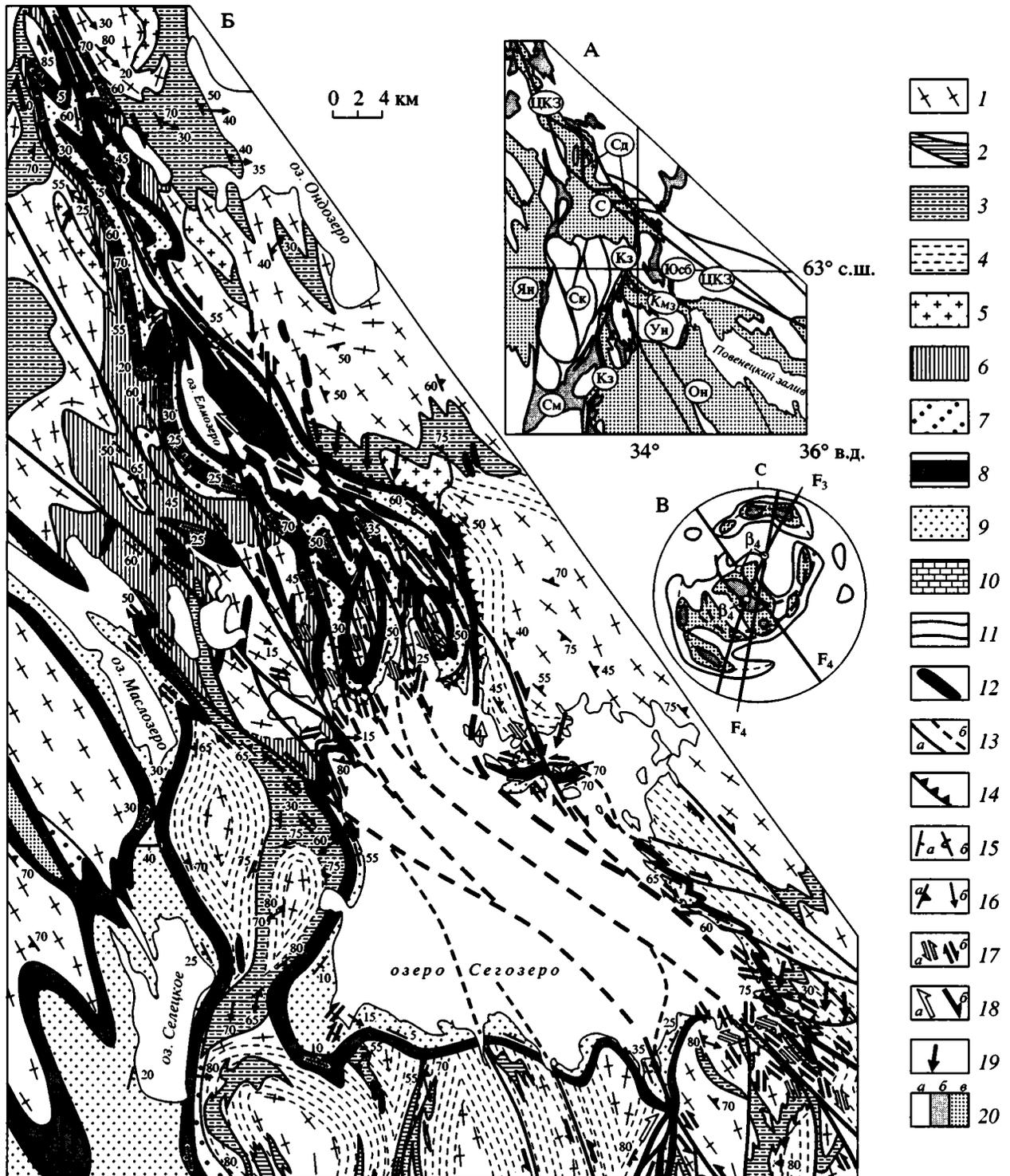
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Центрально-Карельская зона сдвиговых деформаций приурочена к восточной части одноименной синклинойной зоны [23]. Имея ширину от 5 до 50 км, она прослеживается от берегов Онежского озера в ССЗ-ом направлении более чем на 500 км вдоль оси Карельского массива. В современной структуре Центрально-Карельская зона трассируется системой линейных сжатых сложноскладчатых синклинальных структур, осложненных продольными зонами расланцевания и выполненными толщами палеопротерозойского чехла. Протерозойские синклинали, вытянутые на десятки километров и имеющие ширину 0.1–5 км, в южном направлении, как правило, расширяются. Это особенно характерно для южной части зоны, где узкосжатые складчатые структуры постепенно раскрываются до 30–40 км, образуя треугольную в плане Сегозерскую мульду, к югу от которой Центрально-Карельская зона разветвляется на ряд сдвиговых зон более высокого порядка, в частности, Кумсинскую и Койкарскую, обрамляющих Онежскую мульду (рис. 1, А, Б).

В бортах синклиналей развиты породы кристаллического фундамента: архейские гранито-

нейсы с фрагментами лопийских зеленокаменных комплексов, составляющие мигматит-гранитные куполообразные и более поздние наложенные линзообразные структуры [17]. В современной структуре наиболее отчетливо выражена Семченская система линзообразных и каплевидных в плане куполообразных структур, а также тектонически разлинзованный Уницкий купол, образующие в целом крупные ранние мигматит-гранитные купола, обрамляемые зеленокаменными поясами (рис. 2, см. рис. 1, А). В других случаях отмечаются лишь фрагменты ранних куполов, составляющих блоки различной формы (Южно-Сегозерский блок и др.) (см. рис. 2). Все комплексы пород в пределах зоны пронизаны крутопадающими вязкими разрывами, зонами расланцевания и бластомилонитизации, образующими линзовидный рисунок. Наблюдаются элементы диагонально-кулисного по отношению к простираению Центрально-Карельской зоны расположения структурных элементов (линзовидных тел, осевых поверхностей складок, вязких разрывов). Тектонические линзы часто имеют сигмоидальную форму и ограничены вязкими сдвиговыми нарушениями (см. рис. 1 и 2).

Особенности стратиграфии, литологии и тектонического строения данной области рассмотрены в многочисленных публикациях [2, 3, 5, 7–9, 11, 12, 16, 17, 20, 21, 23, 28 и др.]. Пользуясь этими данными, коротко рассмотрим строение палеопротерозойских комплексов, залегающих на архейском гранит-зеленокаменном фундаменте с угловым несогласием и корами выветривания в основании. Снизу вверх по разрезу выделяются следующие надгоризонты. *Сумий* ($\approx 2500\text{--}2400$ млн. лет) представлен преимущественно лавами андезитобазальтового состава с маломощными горизонтами выскозрелых осадков в основании. Данные образования развиты локально и, по мнению ряда исследователей, выполняют эпиконтинентальные рифтогенные структуры [7, 23]. *Сариолий* ($\approx 2400\text{--}2300$ млн. лет) залегают с перерывом и несогласием на различных комплексах архейского фундамента либо сумия; в низах разреза представлен элювиальными брекчиями из обломков подстилающих пород, а выше – полимиктовыми, часто, гранитными конгломератами. В современной структуре сариолийские конгломераты образуют линзообразные тела и шлейфы, обрамляющие куполообразные выступы фундамента. *Ятулий* ($\approx 2300\text{--}2100$ млн. лет) залегают трансгрессивно с несогласием на породах фундамента либо на отложениях сумия-сариолия и представлен двумя горизонтами: нижний (сегозерский) в основании сложен кварцито-песчаниками, кварцевыми гравелитами и конгломератами, выше осадки чередуются с лавовыми потоками базальтов; верхний (онежский) представлен красноцветными доломитами, строматолитовыми известняками, пестроцветными терригенными породами. Толща пронизана



на габбро-долеритовыми силлами. Высокая степень дифференцированности терригенных осадков, их незначительная мощность, внутриформационные перерывы и конгломераты, признаки мелководности свидетельствуют о субплатформенном режиме осадконакопления. Согласно данным [3, 8,

9, 16, 23, 28], осадки ятулия занимали обширные ареалы, образуя сплошной чехол в пределах данной территории. В отличие от них, вулканогенные образования были локализованы вокруг эпицентров трещинного излияния лав [21]. Людиковий ($\approx 2100-2000$ млн. лет) представлен толщ

Рис. 1. Схема геологического строения Центрально-Карельской зоны сдвиговых деформаций Сегозерский сегмент – (Б) и ее местоположение – (А) (составлены с использованием собственных материалов и [2, 5, 7, 8, 17, 23, 28]). Диаграмма В – стереографическая равноплощадная проекция на нижнюю (здесь и далее) планисферу полюсов слоистости ятулийских пород в пределах Сегозерской мульды: 278 замеров, изолинии 1–3 – 9%. Буквенные обозначения: F₃ и F₄ – осевые плоскости складок третьей и четвертой генерации, β – осевые складчатости.

На схеме Б. 1–5 – архей: 1 – гнейсограниты, 2 – гнейсы, 3 – зеленокаменные комплексы, 4 – мигматит–граниты, 5 – плагиомикроклиновые граниты; 6–12 – палеопротерозой: 6 – сумийские андезитобазальты, 7 – сариолийские конгломераты, 8, 9 – нижнеятулийские: 8 – терригенные отложения и 9 – базальтоиды и осадки, 10 – верхнеятулийские терригенно–карбонатные отложения, 11 – людииковские вулканогенно–осадочные образования, 12 – дайки ятулийских габбро–долеритов; 13, 14 – разрывные нарушения: 13 – сдвиги, взбросо–сдвиги достоверные (а) и предполагаемые (б), 14 – послонные срывы и надвиги; 15, 16 – элементы залегания: 15 – слоистость нормальная (а) и опрокиннутая (б), 16 – сланцеватость (а) и линейность удлинения (б); 17, 18 – направления сдвиговых перемещений свекофеннского этапа: 17 – в мезо–микроструктурах: а – ранней (С₃) и б – поздней стадий (С₄), 18 – вдоль сдвиговых зон: а – ранней (С₃) и б – поздней стадий (С₄); 19 – направления локального сжатия.

На схеме А. 20 – области распространения гнейсогранитов (а), зеленокаменных (б) и палеопротерозойских (в) комплексов. Буквенные обозначения: синклинальные структуры: С – Сегозерская, Ян – Янгозерская и Он – Онежская; Ск – Семченская система куполов, Ун – Уницкий купол; зоны сдвига: ЦКЗ – Центрально–Карельская, Кз – Койкарская, Кмз – Кумсинская; Юсб – Южно–Сегозерский блок выдвигания; Сд – Сегозерская система дуплексов.

сланцев различного состава с горизонтами базальтов (заонезжская свита) и залегающими выше пикритобазальтовыми лавами с прослоями туфов и глинистых сланцев (суйсарская свита). Эти образования отмечаются только в пределах Онежского синклинария.

Согласно данным [2, 3, 17, 23], главные структурные особенности рассматриваемого региона сформировались в основном в результате тектоно–метаморфических событий заключительных этапов лопийской эпохи (ребольский цикл – 2.7–2.6 млрд. лет) и интенсивных процессов ремобилизации свекофеннского этапа (1.9–1.6 млрд. лет). Ю.В. Миллером [17] для ребольского цикла было выявлено два тектонических эпизода: 1) развитие линейных складок ССВ–го простирания (Семченский трог) и субконформных складчатости глубинных нарушений (Койкарская зона); 2) ремобилизация комплекса основания и становление мигматит–гранитных куполов. При этом отмечается, что мозаичный стиль развития куполообразных структур оказывается эпизодическим и в заключительные стадии ребольского цикла, а также при последующих преобразованиях вновь проявляется линейный характер дислокаций, подновляющих ранние СВ–го простирания. Это объясняется проявлением долгоживущих глубинных разломов, заложившихся в долопийский этап и определяющих размещение гранит–зеленокаменных поясов [17].

Согласно данным Ю.И. Сыстры [23], в свекофеннский этап последовательно проявляются следующие фазы складчатости: 1) ранние пологие пликативные структуры ССВ–ой ориентировки, 2) сжатые складки СЗ–го простирания, 3) конические складки СВ–го простирания, 4) сжатые складки СЗ–ой и субширотной ориентировки. В этих построениях ромбовидная и треугольная форма ряда протерозойских складчатых структур объясняется наложением складок второй генерации на ранние

СВ–ые складки. В отношении последних допускается непрерывное и сквозное транскарельское развитие. Разрывные нарушения, пронизывающие все комплексы, рассматриваются как постскладчатые.

На основании структурно–парагенетических и кинематических исследований нами были получены данные, свидетельствующие о существенной роли горизонтально–продольного сдвигового тектонического течения в формировании структурного плана данной области. Ранее нами были рассмотрены структуры Койкарской зоны [5]; ниже приводится материал, касающийся широкой полосы СЗ–го простирания – области развития Центрально–Карельской зоны (см. рис. 1, А).

СТРУКТУРНО–КИНЕМАТИЧЕСКИЕ ПАРАГЕНЕЗЫ

В процессе исследований в южной части Центрально–Карельской зоны анализировались структурно–кинематические парагенезы для каждого лито–стратиграфического комплекса. Корреляция структур по типам тектонитов и морфо–кинематическим признакам показала, что в структурно–парагенетическом отношении обособлены два основных структурно–вещественных комплекса: 1) гранит–зеленокаменные образования архейского фундамента и 2) палеопротерозойский вулканогенно–осадочный чехол. Вполне вероятно и более дробное деление, так как. отмечаются структурно–метаморфические несогласия в архейских комплексах, угловые несогласия и конседиментационные структуры в протерозойских образованиях, однако охарактеризовать эти проявления диастрофизма кинематическим методом не удалось, что, видимо, связано с отсутствием полно развитых структурных парагенезов этих стадий.

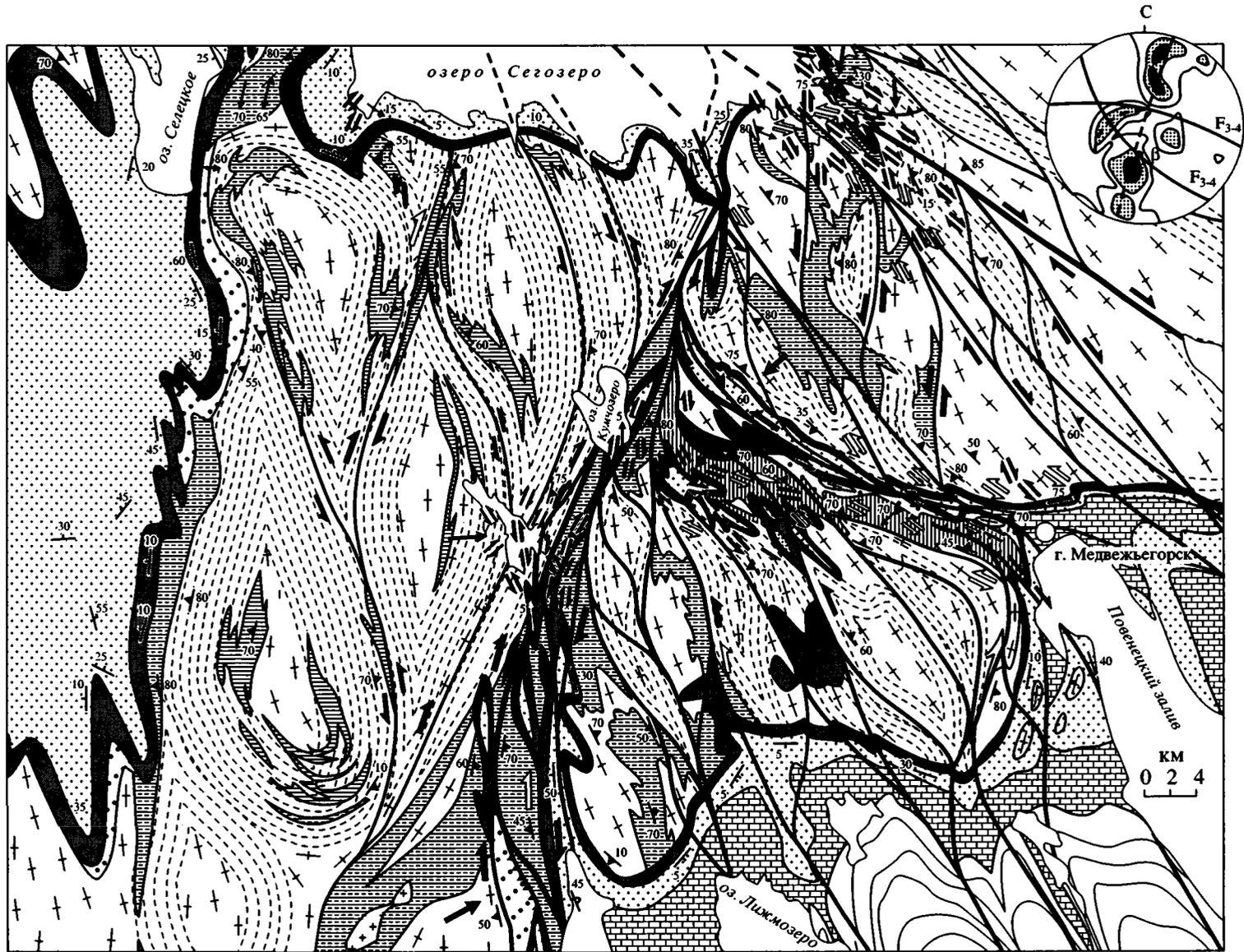


Рис. 2. Схема геологического строения Центрально-Карельской зоны сдвиговых деформаций (Койкарско-Кумсинский сегмент).

Условные обозначения см. рис. 1.

Диаграмма – стереографическая проекция полюсов слоистости сумийско-ятулийских пород Кумсинской структуры: 141 замер, изолнии 1–4 – 8%. Буквенные обозначения см. на рис. 1.

Рассмотрим структурно-кинематические парагенезы для выделенных структурно-вещественных комплексов.

Структурные парагенезы фундамента. Структурно-вещественный облик фундамента в пределах данного района определяется широким развитием гранит-зеленокаменной ассоциации лопийского возраста (2.8–2.6 млрд. лет), испытавшей существенную переработку и ремобилизацию на свекофенском этапе (1.9–1.6 млрд. лет) [3, 8, 17, 22, 23, 29]. Структурные парагенезы, связанные с развитием мигматит-гранитных куполов и ранних складок в лопийских комплексах, были подробно рассмотрены в работе [17]. При этом для ребольского тектонического цикла были установлены следующие факты: ранние складки и долгоживущие глубинные разломы имели изначально СВ-ое простирание; в пределах зеленокаменных поясов развита краевая структурно-метаморфическая зональность, связанная со становлением мигматит-гранитных куполов ребольского цикла; мигматит-граниты и зоны мигматизации маркируют древние зоны вязко-пластического течения и вместе с ними часто обрамляют и проникают в краевые части зеленокаменных структур. Нашими исследованиями на примере Койкарской зоны были выявлены посткупольные левосдвиговые структурные парагенезы заключительных стадий ребольского тектоно-метаморфического цикла [5].

Рассмотрим новые данные, полученные в ходе изучения деформационных структур гнейсогранитовых ареалов фундамента. По отношению к гетерогенным расчлененным лопийским комплексам гнейсограниты отличаются относительной однородностью, что распространяется и на особенности деформационного процесса, в большей степени характеризующего общую объемную составляющую тектонического течения.

В пределах широкой полосы, соответствующей в целом простиранию Центрально-Карельской зоны, микроструктурные особенности гнейсогранитов часто определяются развитием С-S-структур, которые проявляются в результате сочетания двух синхронно формирующихся плоскостных элементов: сланцеватость (гнейсовидность) (S) и сдвиговые зонки (C), залегающие в плоскости течения (рис. 3, А). С-поверхности представляет собой узкие прерывистые зонки сдвига, подчеркнутые тонкозернистыми бластомилонитами биотит-хлоритового, либо серицит-хлоритового состава. В узких литонах, развитых между зонками С, породы имеют бластогранитовую структуру, которая дополняется элементами плоскопараллельной ориентировки слюдистых минералов, подчеркивающих S-поверхности. Последние испытывают изгиб и вращение в области сочленения с зонками С. Кварц-полевошпатовые агрегаты и порфиорокласты полевого шпата в пределах литонов часто

имеют линзовидную сигмоидальную форму ступенеобразной морфологии, которая свидетельствует о вращении микрообъемов в соответствии с направлением сдвига (см. рис. 3, А, фрагмент). В статистически преобладающих случаях отмечаются С-S-структуры левосдвигового характера, однако их ориентировка, соотношения и структурно-вещественные особенности несколько меняются. В обнажениях часто отмечается косое наложение более поздних С-S-структур (C_2) на более ранние (C_1). При этом C_1 нередко секутся лейкокатовыми жилами гранитоидов поздних стадий формирования мигматит-гранитных куполов ребольского цикла, тогда как наложенные структуры C_2 имеют сквозное развитие (см. рис. 3, А). В значительных объемах в результате процессов наложения ранние С-S-структуры переориентированы и трансформированы к новому структурному плану. Минеральные ассоциации поздних структур интенсивно диафорированы: отмечается замещение биотита хлоритом, раскисление плагиоклаза, появление серицита. В зонах интенсивного сдвигового течения С-S-структуры исчезают, трансформируясь в тонкослоистые апогранитные бластомилониты.

С-S-структуры развиты на обширных площадях, подчеркивая объемный и диссипативный характер тектонического течения. Они отражают пластическую деформацию и на основании наблюдаемых соотношений с ребольскими мигматитами и гранитоидными жилами (см. рис. 3, А) коррелируются с заключительными (регрессивными) стадиями ребольских тектоно-метаморфических преобразований.

Вместе с тем имеются признаки более позднего подновления левосдвиговых объемных перемещений, что фиксируется по появлению структурно-вещественных парагенезов хрупко-пластического течения. Во многих случаях было отмечено развитие структур типа “рыбообразная сланцеватость”, вторичных сдвиговых зонок Риделя (R_3 и R'_3), кинк-зон, наложенных на С-S-структуры и связанные с ними зоны бластомилонитизации (см. рис. 3, Б). Новообразованные поверхности скалывания часто маркируются характерной эпидот-хлоритовой метасоматической минерализацией. Во многом сходные структуры с идентичной минерализацией были отмечены в протерозойских (ятулийских) образованиях, что является важным корреляционным признаком. В целом, данные пликративно-сколовые структурные формы часто образуют единые по простиранию сдвиговых зон ряды, подчеркивая локальные вариации структурообразования и прогрессивное развитие левосдвиговых перемещений с нарастающим вращением плоскостных элементов к главной плоскости сдвига (см. рис. 3, Б).

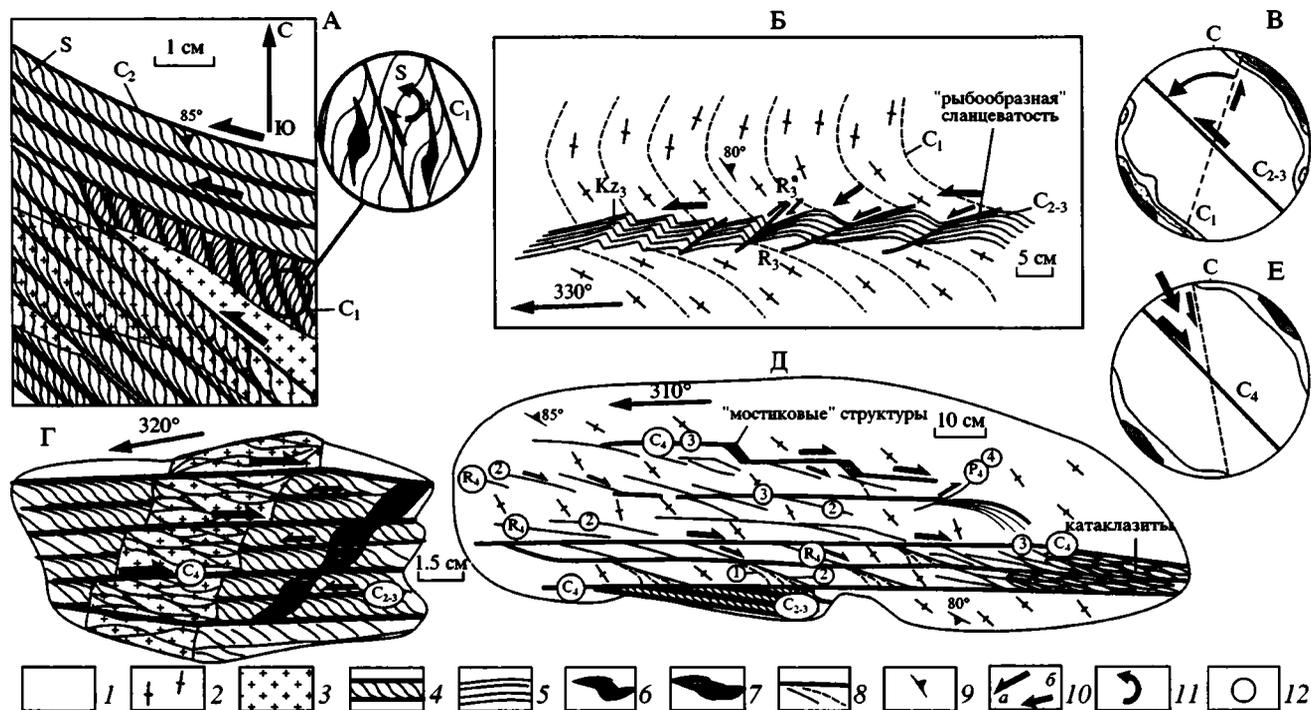


Рис. 3. Зарисовки структур архейских гнейсогранитов (план). А – С–S–структуры; Б – структуры хрупко–пластической деформации третьей генерации; В – стереографическая проекция полюсов левосдвиговых зон C_1 – C_{2-3} в архейских гнейсогранитах: 76 замеров, изолинии 1–2–6–11%; Г – соотношение сдвиговых зон C_{2-3} и C_4 ; Д – структурный парагенез хрупкой деформации; Е – стереографическая проекция полюсов хрупких правосдвиговых зон C_4 в архейских гнейсогранитах: 79 замеров, изолинии 1–3–14%.

1 – гнейсограниты; 2 – траектории гнейсовидности; 3 – жилы лейкогранитов; 4 – С–S–структуры; 5 – бластомилониты; 6 – порфирокласты; 7 – кварцевые, кварц-хлоритовые жилы; 8 – зонки сдвига различного ранга; 9 – ориентировка гнейсовидности; 10 – направление сдвига (а) и локального сжатия (б); 11 – направление вращения; 12 – цифры в кружках на рисунке Д отражают последовательность развития сколо–сдвигов. Буквенные знаки структур соответствуют принятой к практике системе обозначений [38–40]. Пояснения см. в тексте.

Статистический анализ ориентировок левосдвиговых поверхностей C_{1-3} в пределах полосы СЗ-го простиранья, соответствующей простиранью Центрально-Карельской зоны, показал наличие асимметричного пояса рассеивания их полюсов с двумя максимумами (см. рис. 3, В). Интерпретация такого узора приводит к выводу о наличии ранних сдвиговых зон ССВ-го простиранья (C_1), испытавших вращение против часовой стрелки в результате проявления объемных левосдвиговых перемещений СЗ-ой ориентировки (C_{2-3}). Это вращение, по-видимому, происходило за счет дифференциальной сегментации зон C_1 , их подновления поверхностями C_{2-3} , которые, в свою очередь, испытывали преломление в месте пересечения с C_1 , отклоняясь от главных СЗ-ых простираний.

Совершенно иной тип структурно-кинематических парагенезов, связанный с пластически-хрупкой и хрупкой деформацией гранитоидов фундамента, был выявлен в связи с проявлением преимущественно правосдвиговых объемных пе-

ремещений. Структуры этого этапа более локализованы и чаще развиты в пределах сдвиговых зон СЗ-го простиранья (C_4). Однако они также широко рассеяны в пространстве, отражая объемный характер деформаций. В связи с их проявлением отмечается прожилково-жильная гидротермальная и метасоматическая минерализация кварцевого, кварц-хлорит-эпидотового состава. Весьма характерны случаи подновления ранних поверхностей C_{2-3} , что фиксируется по смещениям маркеров (жил гранитоидов), имеющих знак, противоположный рисунку С-S-структур (см. рис. 3, Г). Полноразвитые парагенезы этой стадии отмечаются в закономерных сочетаниях магистральных (главных) сдвиговых зон C_4 и вторичных сколов R_4 , образующих кулисно-ещелонированные системы. Изучение последовательности формирования сколов выявило характерную для многих природных и модельных случаев [39, 40] последовательность их формирования, а также эффект их вращения. В обнажении, представленном на рисунке 3, Д, восстановлена следующая последовательность структурообразования: 1) синтетичес-

кие диагональные сколы Риделя R_4 , образующие кулисные эшелоны; 2) вращение ранних сколов против часовой стрелки и формирование на их месте новых эшелонов R_4 ; 3) зарождение пунктирных, а затем и магистральных сдвиговых зон C_4 , сшивающих прерывистые зонки Риделя; 4) появление синтетических сколов R_4 ; 5) вращение сколов R_4 в позицию трещин отрыва с заполнением полостей жильным материалом. В последнем случае сколы Риделя, расположенные в области перехвата ступенчатых систем C_4 , образуют "мостиковые" структуры родственные в генетическом отношении структурам пулл-апарт (см. рис. 3, Д). Дальнейшее прогрессивное развитие данных систем сколов приводит к появлению линзовидной структуры, которая с нарастанием деформации утоняется и преобразуется в катаклазиты растяжения. Для формирования последних свойственны положительные дилатансионные эффекты, выраженные в привносе и переотложении в межзерновых полостях кварц-хлорит-эпидотового вещества.

С зонами правосдвиговых хрупких деформаций локально связаны сопряженные сдвиги левого знака, имеющие сходную, но зеркально-симметричную по отношению к правым сдвигам организацию. На стереографической проекции полюса правосторонних C_4 образуют симметричный относительно главного максимума пояса, что, вероятно, отражает синтетическое и антитетическое вращение сдвиговых зон, свойственное обстановке транспрессии (см. рис. 3, Е). На проекцию также нанесена усредненная плоскость второстепенных антитетических левых сдвигов, из чего видно, что сопряженные пары образуют системы, указывающие на существенную роль компонента продольного сжатия при их формировании. Эта ситуация весьма характерна для всего Сегозерского сегмента Центрально-Карельской зоны.

Рассмотренные структурные парагенезы фундамента отражают регрессивный деформационный ряд от структур пластического течения к образованиям хрупкого разрушения. Ранние С-S-структуры (C_{1-2}) свойственны только породам фундамента и, видимо, характеризуют заключительные стадии ребольского тектонического цикла. Хрупко-пластические и хрупкие нарушения (C_{3-4}) по структурно-вещественным и кинематическим признакам коррелируются со свекофенскими структурами чехла (см. ниже). Было отмечено также прямое проникание сдвиговых зон этих генераций в ятулийские дайки и базальные слои палеопротерозойских толщ.

Рассматривая картографический структурный рисунок гранит-зеленокаменного фундамента, можно отметить ряд закономерностей, аналогичных выявленным при рассмотрении структурных парагенезов. В разных доменах структурные ри-

сунки и общая кинематика сдвигов несколько различаются. Ранние мигматит-гранитные купола подвержены интенсивной деформации и разлинзованию, которое начало проявляться еще в процессе становления мигматит-гранитных ядер, что подчеркивается характерным рисунком зон мигматизации ребольского цикла (см. рис. 1, 2). Наложенные линзовидные структуры пластического этапа течения связаны со становлением позднеребольских левосдвиговых зон (C_{1-2}) СВ-го (C_1) и СЗ-го (C_2) простираний. Подобные сочетания разно ориентированных сдвиговых зон, имеющих характерные С-S-структуры тектонитов, свойственны только образованиям фундамента. Выявленное статистическим методом вращение против часовой стрелки ранних структур СВ-го простирания (C_1), отражается и в структурном рисунке проявлением характерной сигмоидальной формы линзовидных массивов Южно-Сегозерского блока и Уницкого купола (см. рис. 2). Зоны сдвига, обрамляющие линзы фундамента, характеризуются внутренним моментом вращения мелкокомасштабных структур, но выявленный факт их ротации в целом (спин) характеризует явление более высокого ранга в системе координат всего Карельского массива. Общая составляющая вращения для частных структур в данном случае складывается из момента вращения и спина, имеющих сходный ротационный знак, и составляет угол порядка 60° . Данная угловая величина характеризует интенсивные деформации и заложение новых СЗ-ых тектонических ориентировок в связи с развитием долгоживущих левосдвиговых зон (C_{2-3}), проявившихся в конце ребольского и начале свекофенского циклов. Заложившиеся таким образом ротационно-линзовые структуры Южно-Сегозерского блока и Уницкого купола в условиях левосдвиговых перемещений СЗ-ых направлений, судя по структурному рисунку, образовывали систему дуплексов сжатия. Последующее проявление правосдвиговых хрупких деформаций сдвига (C_4), по-видимому, существенно не исказило их конфигурацию, обусловив лишь уклонение системы линз.

Как было показано ранее [5], в пределах лопийских образований Койкарской зоны сдвиги C_3 и C_4 в кинематическом отношении не обособлены; здесь отмечается устойчивое развитие правосдвиговых перемещений хрупко-пластического и хрупкого этапов деформации. Это касается и Семченской системы линзовидно-купольных структур. Структурный рисунок здесь можно охарактеризовать как систему дуплексов сжатия, вращающихся по часовой стрелке и образующих мегаструктуру типа "домино" (см. рис. 2). Несколько иная ситуация отмечается в ядре Уницкого кристаллического купола. Пронизывающие его сдвиги СЗ-го простирания проникают в палеопротерозойские комплексы Онежской мульды,

пересекают южную границу Кумсинской зоны и имеют признаки левосдвиговых структур, сформировавшихся на протяжении всего свекофеннского этапа.

Рассмотренные линзовидные тела фундамента часто перекрыты палеопротерозойским чехлом, и, вместе с тем, пологие пликативные формы чехла подчеркивают их куполообразную морфологию. Ряд небольших, но резко выраженных купольно-сдвиговых структур с выходами пород фундамента в ядре “протыкают” палеопротерозойские отложения, что отмечается в северной части Сегозерской мульды, в Койкарской и Кумсинской зонах (см. рис. 1, 2) [5, 12]. Это дает основание рассматривать линзовидные объемы фундамента как купольно-сдвиговые структуры длительного и унаследованного развития, испытавшие ремобилизацию на свекофенском этапе.

Структурные парагенезы чехла. Сдвиговые перемещения в кристаллических породах фундамента (C_{3-4}) отразились в формировании дизъюнктивных и пликативных структур чехла. Здесь также выделяются структуры хрупко-пластической и хрупкой деформации, а минеральные парагенезы тектонитов в целом соответствуют зеленосланцевым динамотермальным преобразованиям и более поздним гидротермально-метасоматическим. В отличие от подстилающих архейских комплексов, для которых данные тектониты являются зонами диафтореза, в чехле они соответствуют прогрессивным динамометаморфическим процессам.

Типы структурных парагенезов чехла по простиранию Центрально-Карельской зоны, в пределах Кумсинской и Койкарской зон, несколько различаются, и их имеет смысл рассмотреть раздельно.

В узкосжатой C_3 -й части Сегозерской структуры (Елмозерская синклиналь) отмечается линейно-продольный способ организации структур с элементами диагонально-кулисного расположения осевых поверхностей дополнительных складок, сланцеватости и полого ориентированной линейности растяжения (см. рис. 1, Б). Диагональные ориентировки по мере приближения к главной субвертикальной плоскости продольного сдвигового течения, выраженной зоной расланцевания в приосевой части главной синклинали, постепенно затухают в результате вращения структур к ее плоскости. Дополнительные складки данного сегмента описаны в литературе как конические структуры [23]; они асимметричны и имеют правый либо левый рисунок. Характер их соотношений не ясен. Локальные определения кинематики структурных парагенезов свидетельствуют о смене во времени левосдвиговых перемещений правосдвиговыми.

По направлению к ЮВ-ку синклиналь постепенно расширяется, образуя сложно-складчатую

структуру, испытывающую пологое погружение в сторону Сегозерской мульды. Линейно-продольный структурный рисунок в этом сегменте сменяется системой различно ориентированных сдвиговых зон, “нарезающих” в породах чехла линзообразные структуры – дуплексы Сегозерской системы (см. рис. 1, А, Б). В этой области вдоль C_3 -ой и C_4 -ой оконечностей оз. Сегозеро отмечается система горизонтальных крутошарнирных складок и флексур, осложняющих крутые, нередко опрокинутые крылья северного сектора Сегозерской мульды. К югу от этой области Сегозерская мульда раскрывается и в целом выполаживается, а зоны сдвиговых деформаций, составляющие Центрально-Карельскую зону, “прижимаются” к северо-восточному борту структуры. Вдоль C_4 -го крыла Сегозерской синклинали отмечаются интенсивные сдвиговые деформации, проявляются локальные конформные и диагонально-опережающие главную зону сдвига надвиги гнейсогранитового фундамента на отложения чехла.

Сдвиговые зоны в сегменте Сегозерской системы дуплексов представляют собой широкие и густо развитые структуры C_3 -го, C_4 -го и субмеридионального простираний. В широко распространенных здесь базальтовых потоках ятулия сдвиговые деформации проявлены в развитии веретенообразных линз с субгоризонтальной длинной осью, достигающих в длину 1–5 м. Способы организации линзовидных структур различны. В пределах субмеридиональных зон преобладают структурно-кинематические парагенезы левого знака перемещений. Здесь весьма характерно развитие главных поверхностей сдвигообразования C_{3-4} , между которыми расположены кулисно ориентированные ряды линз, несущих момент вращения по типу структур “домино” и занимающих позицию дуплексов сжатия (рис. 4, А). При этом в базитах отмечается диагонально ориентированная сланцеватость, испытывающая загиб и вращение к поверхностям C_{3-4} . Развитие данного парагенеза соответствует двум кинематически сходным стадиям: 1) хрупко-пластический левый сдвиг с формированием поверхностей C и S ; 2) хрупкий левый сдвиг, в результате которого оформились линзовидные структуры, а также антитетические сдвиги X_4 и серповидные жилы кварца (см. рис. 4, А, диаграммы 1, 2). На второй стадии важнейшим индикатором перемещений является поведение синкинематических серповидных жил. В начальный момент формирования они занимали положение трещин отрыва (см. рис. 4, А, диаграмма 3). В условиях синкинематического роста жильная полость наращивалась по простиранию, тогда как более ранние центральные сегменты жилы испытывали вращение в соответствии с прогрессивной деформацией левого сдвига.

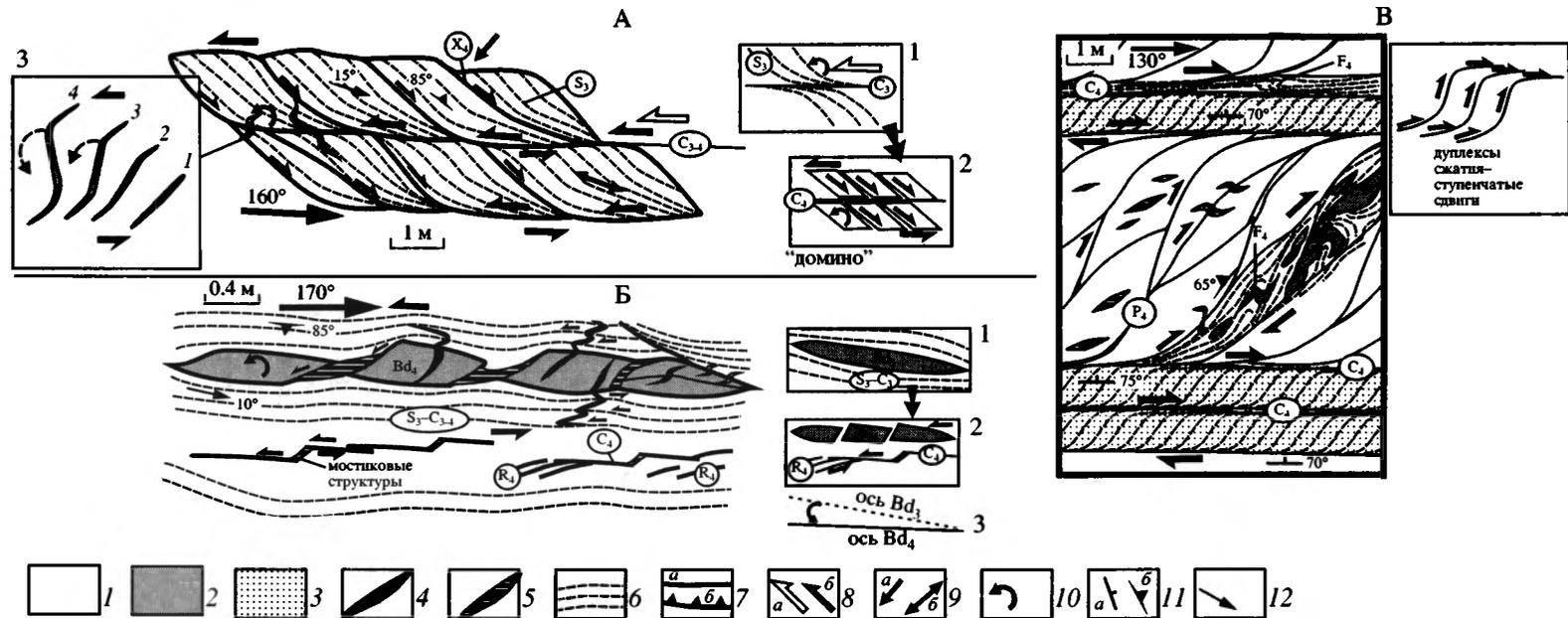


Рис. 4. Зарисовки структур в ятулийских образованиях (план). А – линзовидные структуры – дуплексы. Б – будинаж-структуры. В – ступенчатые системы сдвигов – дуплексов сжатия. Пояснения см. в тексте.
 1 – базальтоиды; 2 – эпидотизированные базальтоиды; 3 – кремне-кварциты, аргиллиты; 4 – ранние эпидот-хлоритовые жилы; 5 – поздние жилы кварца; 6 – сланцеватость и рассланцованные базиты; 7 – сдвиги (а) и послонные срывы (б); 8 – направления сдвиговых перемещений ранних (С₃) (а) и поздних (С₄) (б); 9 – локальные сжатие (а) и растяжение (б); 10 – направление вращения; 11 – ориентировки слоистости (а) и сланцеватости (б); 12 – ориентировка линейности удлинения.

В субмеридиональных левосдвиговых зонах расщепления и преобразования базитов в зеленые сланцы часто встречаются будины эпидотизированных и менее расщепленных базальтоидов (см. рис. 4, Б). Процесс формирования этих структур также проходил в несколько стадий: 1) хрупко-пластический будинаж и развитие крупной веретенообразной будины с острыми торцами; 2) хрупкое будинирование и разрыв первичной будины на ряд трапециoidalных блок-будин (см. рис. 4, Б, диаграммы 1, 2). Вторая стадия сопровождалась заполнением межбудинных разрывов жильным материалом, формированием серповидных жил, сдвигов C_4 и R_4 , а также мостиковых структур. Блок-будины (Bd_4) расположены под углом порядка 10° к плоскости течения, что свидетельствует о вращении первичной будины (Bd_3) против часовой стрелки в процессе ее разрыва на второй стадии деформации (см. рис. 4, Б, диаграмма 3).

Зоны сдвиговых деформаций СЗ-го простирания имеют несколько другие принципы организации, характеризуясь наличием реликтов ранних хрупко-пластических левосдвиговых деформаций и более поздних правосдвиговых, развитых с разной степенью интенсивности. В пределах протяженных по простиранию сегментов эти зоны организованы по принципу "ступенчатых" сдвигов, приспособляющихся к слоистой структуре палеопротерозойского чехла (см. рис. 4, В, диаграмма). В горизонтах массивных ятулийских базальтоидов развита отчасти хаотичная линзовая структура (дуплексы сжатия), диагональные сдвиги и связанные с ними серповидные жилы, складки скальвания (F_4), вторичные сдвиги, будины и структуры их вращения. По мере приближения к горизонтам осадочных пород вся система структур, развитых в базитах, испытывает плавное вращение и вливается в систему субслоистых правых сдвигов. В слоистых осадочных горизонтах отмечается интенсивное расщепление – продольное (в глинистых сланцах) и диагональное (в кварцитах), а также многочисленные асимметричные складочки. Ступенчатые сдвиги весьма характерны для СВ-го крутопадающего крыла Сегозерской мульды на всем его протяжении.

Характер соотношений сдвиговых зон различного простирания изучался на примере серии разрезов береговых частей северных мысов и островов оз. Сегозеро. На рисунке 5, А представлен разрез широкой зоны сдвиговых деформаций в базитах ятулия, образованной сочетанием сопряженных сдвиговых зон более высокого порядка. В пределах зоны на основании изучения деформированных минералов было отмечено общее нарастание интенсивности деформаций с запада на восток; в области максимальных деформаций сопряженные сдвиги сливаются в одну мощную

крутопадающую зону расщепления и динамометаморфизма (C_4), имеющую признаки правосдвиговой кинематики поздней стадии. Частные сопряженные зоны характеризуются структурными парагенезами, во многом сходными с рассмотренными выше; отмечаются реликтовые фрагменты ранних левосдвиговых структур и более поздние наложенные левые либо правые сдвиговые системы (см. рис. 5, А, Б). Помимо этого, отмечаются многочисленные пологие субслоистые срывы, участки полого залегающих базальтовых потоков, полого-продольная линейность растяжения. В данном разрезе наиболее существенно изменение угловой позиции сопряженных поздних сдвиговых зон в соответствии с нарастанием градиента деформации. Как это видно на развернутой и круговой диаграммах, правые сдвиги испытывают существенное синтетическое спиновое вращение по часовой стрелке по мере нарастания деформации и приближения к главной зоне сдвига (см. рис. 5, В). Левые сдвиги подвержены антитетическому спиново-му вращению, но угол их поворота существенно меньше. Такая ситуация свидетельствует, что тип позднего правосдвигового тектонического течения существенно отклонялся от модели простого сдвига и в большей степени соответствовал обстановке транспрессии.

На круговых диаграммах показаны усредненные статистически тектонические ориентировки поздних (C_4) правых (см. рис. 5, Г) и левых (см. рис. 5, Д) сопряженных сдвигов, развитых в пределах Сегозерской системы дуплексов. Характер их сопряжения указывает на существенную роль компоненты продольного простирания Центрально-Карельской зоны сжатия (см. рис. 5, Е).

В северном сегменте Сегозерской системы дуплексов в центральной части некоторых крупных линзовидных структур локализованы овальные в плане купольно-сдвиговые структуры с гнейсогранитовыми ядрами. Внутренняя организация гранитоидных ядер соответствует типу структуры "домино", характеризующей развитие сдвиговых деформаций за счет вращения отдельных линз и их скольжения по системе антитетических сдвигов (рис. 6). В торцовых частях погружения структур в обрамляющих осадках ятулия развиты послойные срывы (пологие сбросы), что подчеркивается характерной позицией и морфологией синкинематических жил кварца (см. рис. 6, фрагмент). Это свидетельствует, что в пределах рассматриваемой системы дуплексов существовала сложная динамическая обстановка: эффект поперечного сжатия и выжимания гранитоидных ядер, проявление продольного растяжения и скальвания ятулийских слоев с растущих поднятий фундамента, сдвиговые деформации с вращением структур по типу "домино".

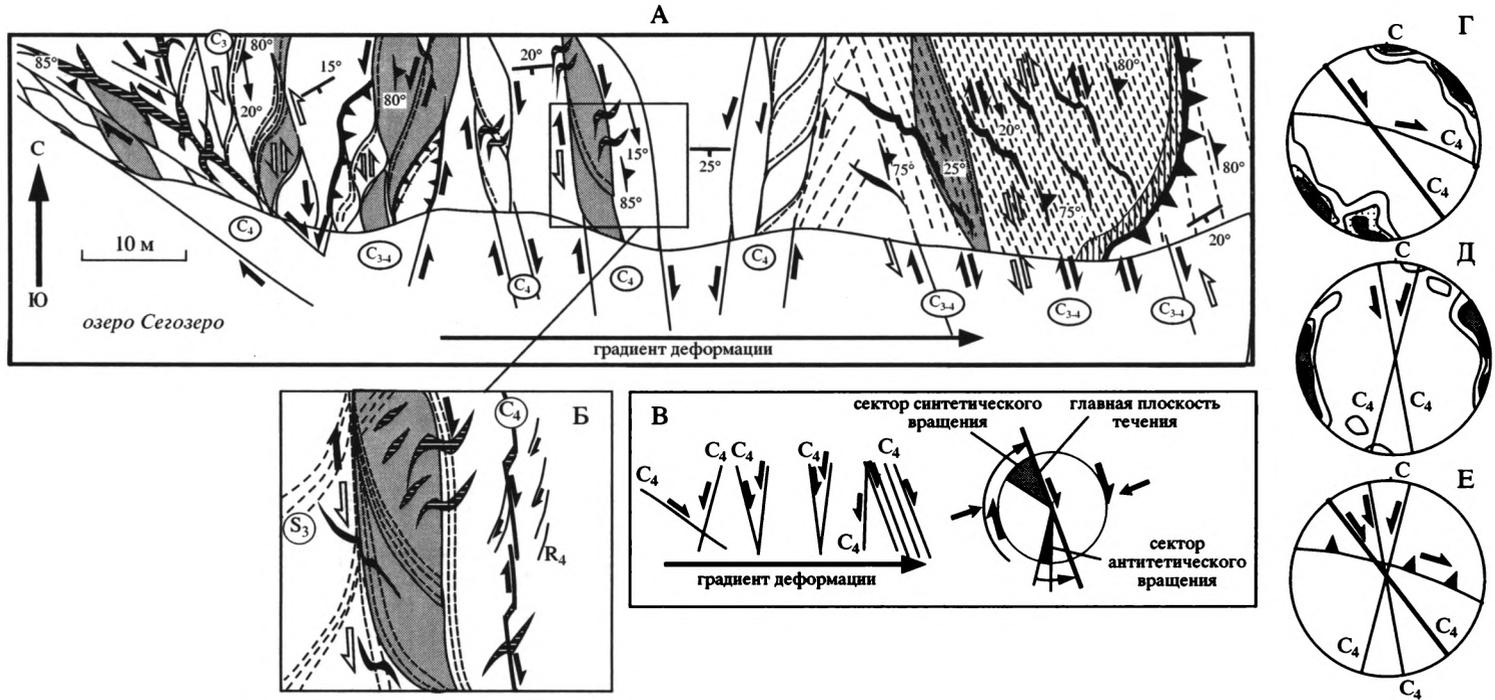


Рис. 5. Поперечный разрез зоны сдвиговых деформаций в северной части оз. Сегозеро, о-в Кечень, план (А); Б – фрагмент рис. А; В – развернутая и круговая диаграммы, иллюстрирующие вращение сдвиговых зон C_4 с нарастанием деформации; Г – стереографическая проекция полюсов правосдвиговых зон C_4 в ятулийских породах Сегозерской структуры: 89 замеров, изолинии 1–3 – 6–12%; Д – стереографическая проекция полюсов левосдвиговых зон C_4 в ятулийских породах Сегозерской структуры: 36 замеров, изолинии 1–4 – 9%. Е – сводная диаграмма, показывающая соотношение левых и правых сопряженных сдвигов (получена из рис. Г и Д).

Условные обозначения см. на рис. 4.

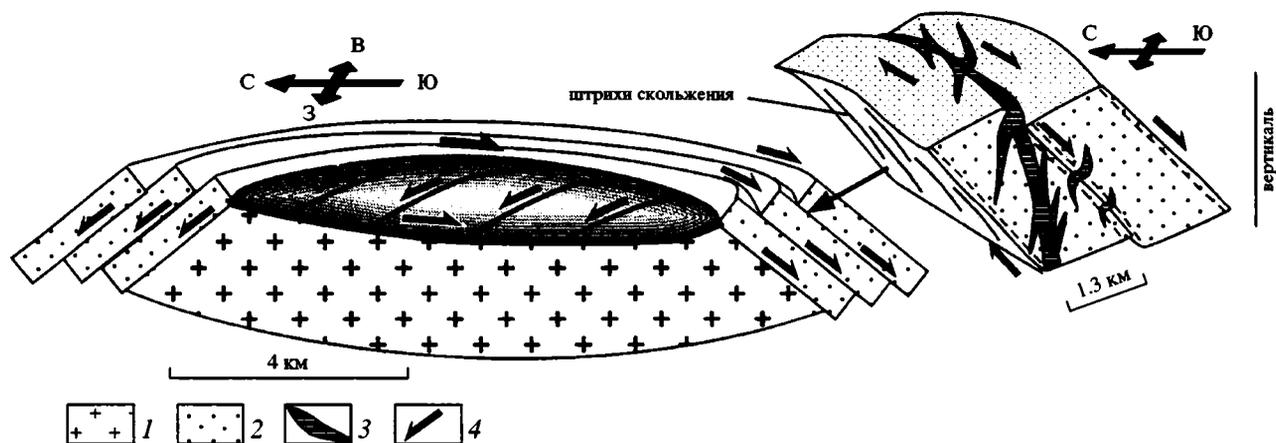


Рис. 6. Объемная диаграмма строения купольно-сдвиговой структуры (северная часть Сегозерской мульды). Пояснения см. в тексте.

1 – гранитоиды фундамента; 2 – кварцито-песчаники ятулия; 3 – жилы кварца; 4 – направления сдвиговых перемещений.

Анализ складчатости в пределах всей Сегозерской мульды указывает на весьма сложное ее строение. На стереографической проекции полюса слоистости в целом распределяются в субизометричном поле, характеризующем общий мульдообразный облик структуры (см. рис. 1, В). Однако при этом поле распадается на ряд поясов концентрации полюсов, размещенных вдоль малодуговых траекторий. Такой структурный узор свидетельствует о том, что Сегозерская мульда является результатом наложения (либо интерференции) нескольких систем складок конической морфологии. В отличие от мнения [23], разноориентированные СВ-ые и СЗ-ые складки не были непрерывными в пространстве – это локальные и диагональные складки, имеющие субвертикальные оси вращения (β) и быстро затухающие по простиранию. Во многих случаях устанавливается их генетическая связь со сдвиговыми деформациями. Развитая в ЮЗ-ой части мульды пологая синклиналь СВ-ой ориентировки, по-видимому, представляет раннюю структуру F_3 . Складки более поздних генераций нигде не пересекаются и, вероятно, являются субсинхронными и сопряженными. Полого-складчатая структура ЮЗ-го крыла Сегозерской синклинали свидетельствует об обстановке общей декомпрессии в этой области. Однако здесь были отмечены многочисленные послонные срывы и малоамплитудные надвиги, связанные со сдвигами [11].

Картографический структурный рисунок северной части Сегозерской системы дуплексов показывает, что в условиях правого сдвига пространственный способ построения линз соответствовал дуплексам растяжения (см. рис. 1, Б). Появление в этой области купольно-сдвиговых структур свидетельствует о сочетании обстановок продольного

и вертикального выжимания. Как было отмечено выше, структурные парагенезы мезоуровня в этой области чаще организованы по принципу дуплексов сжатия. В этом отражается разнородность и неоднородность процессов деформации. Несколько южнее проявлена область крупных горизонтальных складок и флексур, к югу от которой, вдоль СВ-го берега оз. Сегозеро развиты системы дуплексов сжатия мега- и мезомасштабного уровня.

Вся совокупность данных позволяет выделить латерально-продольную зональность Сегозерской структуры (в терминологии [6]). Узкосжатая СЗ-ая часть структуры соответствует области латерального выжимания горных масс. В северной части Сегозерской системы дуплексов, соответствующей переходной области, отмечается совмещение обстановок латерального и вертикального выжимания, появляются первые признаки латерального нагнетания, выраженные в структурах высоких порядков. Южнее область выжимания сменяется системой латерального нагнетания, характеризующейся горизонтальными складками, дуплексами сжатия, надвигами и перекрещенной складчатостью. Полого-складчатый ЮЗ-ый сегмент Сегозерской мульды, по-видимому, соответствовал области тектонической декомпрессии и латеральной аккумуляции. Койкарская зона сдвиговых деформаций была рассмотрена ранее [5]. Было показано, что данная структура ССВ-го простирания на свекофенском этапе представляла собой область устойчивого правого сдвига.

Кумсинская зона, имеющая субширотное и ЗСЗ-е простирание, в кинематическом отношении сопряжена с Койкарской зоной, которая подрезает и смещает ее в соответствии с правым сдвигом (см. рис. 2). Зона имеет общий синклинальный

облик, осложненный дополнительной складчатостью. В современной структуре зоны обособлены центральное антиклинальное поднятие с выходами сумийско-сариолийских толщ и цепочками небольших гранитоидных куполов, а также краевые синклинали, имеющие диагонально-кулисную ориентировку и выполненные отложениями ятулия [7, 8, 12]. Вдоль северного борта структуры развита продольная широкая зона интенсивного расщепления и динамометаморфизма. Широко распространены субконформные сдвиги, сдвига-надвиги и взбросо-сдвиги высоких порядков, пронизывающие всю призму отложений. Анализ складчатости свидетельствует о наличии двух генераций складок: запрокинутых к югу цилиндрических и конических структур (условно F_{3-4}), которые, вероятно, являются субсинхронными (см. рис. 2, диаграмма). Дополнительные складки образуют кулисные эшелоны с левосторонним размещением; вдоль крутопадающего северного борта Кумсинской структуры развиты асимметричные складки левого рисунка.

Изучение структурно-кинематических парагенезов в пределах Кумсинской зоны показало наличие ранних продольных левосдвиговых перемещений, связанных с этапом хрупко-пластического течения, и более поздних пластически-хрупких деформаций, характеризующих в целом обстановку транспрессии. Выявленные структурные парагенезы часто подобны рассмотренным выше, однако имеется и ряд особенностей. Во-первых, в отличие от других зон, в пределах Кумсинской структуры преобладает субвертикальная ориентировка линейности растяжения. Во-вторых, широко развиты куполообразные структуры вертикального выжимания [12], часто отмечаются продольные взбросы и надвиги (со сдвиговой составляющей) южной вергентности. В третьих, сопряженные сдвиги (C_4) левого и правого знаков в результате интенсивных деформаций приведены к одной плоскости.

Все это в целом характеризует Кумсинскую зону как транспрессивную структуру с существенной составляющей чистого сдвига. В этом смысле она представляет собой зону сплющивания, сформировавшуюся в результате поперечного выдвигания Южно-Сегозерского кристаллического блока и роста Уницкого купола.

Южный борт Кумсинской структуры пересекают левосдвиговые зоны C_3 -го простираения, секущие также расположенный южнее Уницкий купол и проникающие к югу в палеопротерозойские комплексы Онежской мульды (см. рис. 2). В пределах Кумсинской зоны данные сдвиги преломляются и приспосабливаются к продольному ее плану. Аналогичные соотношения этих сдвигов отмечены в области их сочленения с Койкарской зоной, что позволяет рассматривать данную

систему как сопряженную с Кумсинско-Койкарской группой сдвиговых зон.

МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ЦЕНТРАЛЬНО-КАРЕЛЬСКОЙ ЗОНЫ

На основании анализа структурно-кинематических парагенезов и рисунков, характера их размещения и кинематического содержания составлена модель формирования южной части Центрально-Карельской зоны (рис. 7). Полученные сведения позволяют рассмотреть некоторые фрагменты временного интервала с заключительных стадий ребольского (рубеж архей-протерозой) цикла до свекофеннского (поздний палеопротерозой) этапа. Модель строилась в последовательности обратной временной, т.е. от современной структуры к древней с учетом и снятием наложенных деформаций на качественной основе. Однако ниже она рассматривается в качестве прямой эволюционной системы.

Характер современного положения лопийских зеленокаменных комплексов, с учетом последующих тектонических перемещений, позволяет предложить схему их первоначального размещения на заключительных этапах формирования мигматит-гранитных куполов (см. рис. 7, А). На стадии затухания процессов мигматизации и гранитизации начинают проявляться горизонтальные левосдвиговые перемещения с заложением широких зон (C_1) ССВ-го простираения (в современных координатах). Шовные области зон приспосабливались к зеленокаменным поясам, а борта охватывали обширные ареалы гнейсогранитов, что отражает объемный характер пластических сдвиговых деформаций. В этих условиях ранние крупные купола испытывали дифференциацию и фрагментацию на ряд купольно-линзовых структур. Следы этих событий сохранились в деформационных структурах СВ-ой ветви Семченского трога (Койкарская зона) [5, 17], а также в широко развитых по площади С-S-структурах гранитоидов. Объемные деформации левого сдвига обуславливали общее спиновое вращение структур против часовой стрелки, что после некоторого их разворота могло способствовать заложению новых благоприятных направлений для горизонтально-продольного сдвигового течения.

В постмигматитовую регрессивную стадию ребольских тектоно-метаморфических преобразований закладывается C_3 -ое направление сдвиговых перемещений (C_2), в частности, Центрально-Карельская зона (см. рис. 7, Б). Ремобилизованные ранние СВ-ые и более поздние C_3 -ые зоны сдвигового течения развивались, по-видимому, сопряженно и имели левый знак перемещений. Такого рода сочетание сдвигов характеризует общий мегарисунок области как систему дуп-

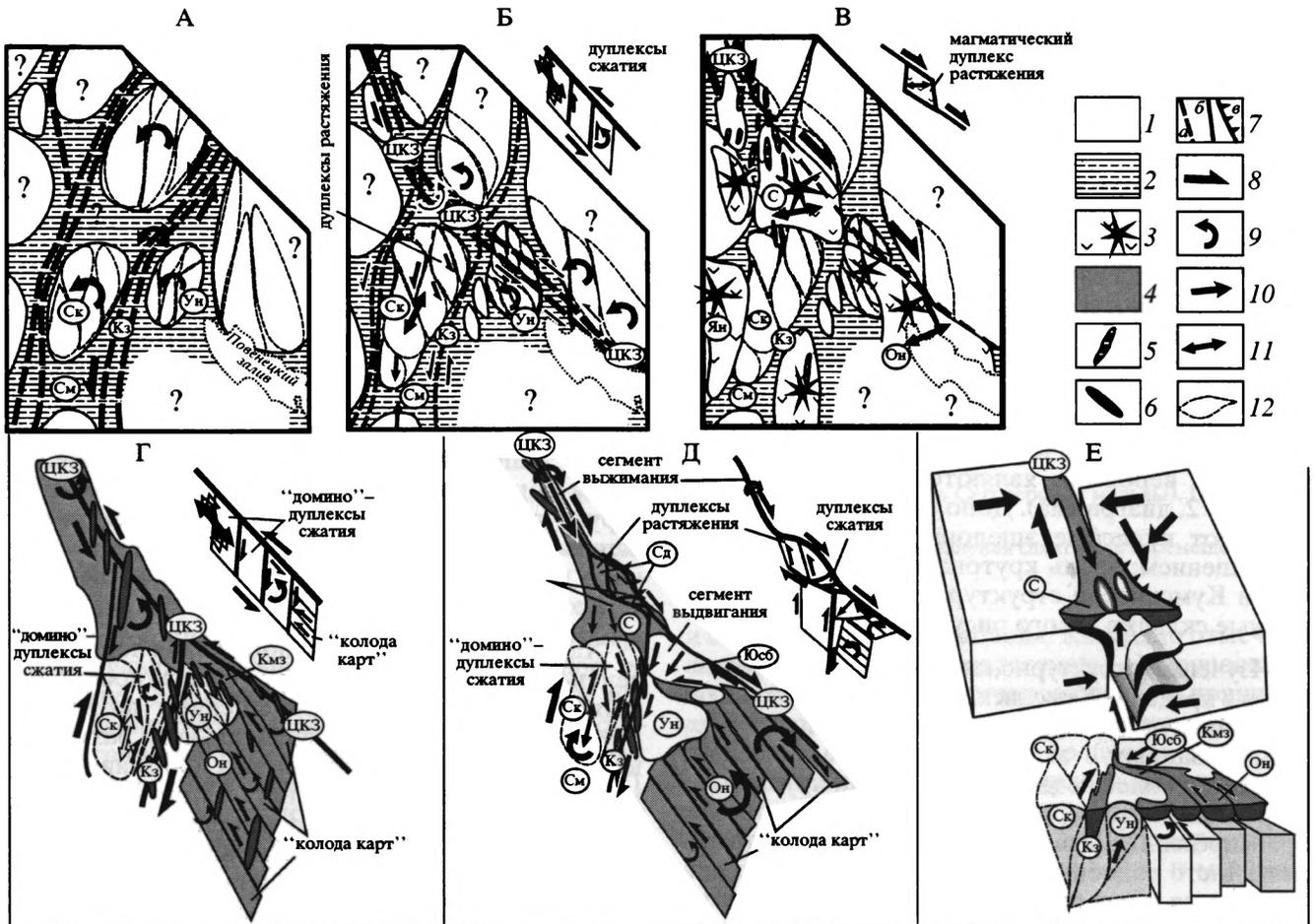


Рис. 7. Схема структурной эволюции Центрально-Карельской зоны в течение позднеберезовского (А, Б), ятулийского (В), раннесвекофенского (Г) и позднесвекофенского (Д) этапов; Е – блок-диаграмма, иллюстрирующая строение Центрально-Карельской зоны.

Буквенные обозначения см. на рис. 1. Пояснения см. в тексте.

1 – архейские гнейсограниты; 2 – лопийские зеленокаменные пояса; 3 – ареалы развития раннеятулийских базальтоидов, по [21]; 4 – палеопротерозойские комплексы; 5 – дайки ятулийских габбро-долеритов; 6 – протерозойские складчатые структуры; 7 – ранние (а) и более поздние (б) сдвиговые зоны, надвиги (в); 8–11 – направления: 8 – сдвига, 9 – вращения, 10 – локального сжатия и 11 – растяжения; 12 – линзовидно-купольные структуры фундамента.

лексов сжатия первого порядка (см. рис. 7, Б, диаграмма). В соподчиненных структурах более низкого ранга отмечается иной способ организации линзовидных дуплексов. Например, линзовидно-купольные структуры Семченской системы развивались по типу дуплексов растяжения (см. рис. 7, Б). Выявленный факт спинового вращения мелких и крупных структур свидетельствует об общем вращении гигантских дуплексов этой системы против часовой стрелки. При этом вращение было дифференцированным и развивалось за счет поворота линзовидных структур высокого порядка, а также с высокой степенью подобия повторялось на разных масштабных уровнях вплоть до вращений микрообъемов в С-С-структурах. Общая геодинамическая обстановка

соответствовала на этом этапе режиму транспрессии, что обусловило значительное сжатие и сокращение по площади зеленокаменных поясов. В условиях гравитационной неустойчивости вполне вероятен процесс регенерации древних куполов и их рост в “холодном” состоянии, что могло являться дополнительным фактором сжатия и сокращения межкупольных пространств. Вместе с тем горизонтально-сдвиговые процессы течения обуславливали продольное удлинение древних куполов за счет дифференцированного скольжения и вращения отдельных кристаллических линз и объемной деформации. Такое продольное течение могло обусловить появление поперечных зон нагнетания, типа широтной части Семченского пояса, что было отмечено в работе [17].

Таким образом, к началу протерозоя была заложена система СВ-ых и СЗ-ых зон сдвиговых деформаций, представляющих собой ослабленные области повышенной проницаемости. Характер фациального размещения вулканогенно-осадочных палеопротерозойских комплексов здесь не рассматривается, хотя эти данные могли бы существенно дополнить картину эволюции. Вполне вероятно, что развитие рифтогенных сумийских комплексов и более поздних образований было связано с прогрессивным развитием заложившейся в архее структуры. Отметим некоторые важные для дальнейших построений моменты. Во-первых, в раннем ятулии в пределах данной области сформировался сплошной осадочный прото-платформенный чехол. Последующие фазы проявления вулканизма, как следует из данных [21], не имели площадного развития, а были локализованы в определенных позициях вокруг центров вулканических излияний. Например, выявленные на основании палеофациальных исследований [21] ареалы развития раннеятулийских базальтоидов и древние вулканические постройки вполне закономерно вписываются в структуру фундамента: они локализованы вдоль зон древних сдвигов и в местах их сочленения (см. рис. 7, В). Треугольная в плане форма Сегозерского вулканического узла и характер распределения ятулийских даек габбро-долеритов позволяет предположить их связь с правосдвиговыми трансенсивными деформациями и развитие по типу структур, известных в литературе под названием “магматические дуплексы” [26]. Данные образования в генетическом отношении родственны структурам пулл-апарт, но в отличие от них они проявляются не в связи с прогибанием и формированием бассейна, а в результате образования зоны зияния – камеры-ловушки для магматических расплавов [26]. Вполне вероятно подобное трансенсивное развитие и других вулканических ареалов, в частности, Онежского и Янгозерского.

После накопления всей призм палеопротерозойских тощ на ранних стадиях свекофеннского цикла древние структуры фундамента испытывают объемную ремобилизацию и отражаются в процессах структурообразования чехла (см. рис. 7, Г). В пределах Центрально-Карельской зоны на первом этапе проявляются преимущественно левосдвиговые хрупко-пластические деформации (СЗ), которые в кинематическом отношении во многом были сходны с завершающим ребольский цикл сдвиговым течением. В Койкарской зоне отмечаются правосдвиговые перемещения. Общий мегаструктурный рисунок был организован по принципу дуплексов сжатия с вращением и скольжением мегаблоков по типу “домино” (см. рис. 7, Г, диаграмма). Внутри блоков – дуплексов первого порядка развивались соподчиненные структуры хрупко-пластического течения: зоны сдвигов раз-

личного ранга, кулисные эшелоны диагональных конических складок, системы дуплексов высоких порядков, структуры вращения линзовидных и других структур. Хотя данных на этот счет и недостаточно, но можно предположить, что крупный блок, охватывающий структуры Кумсинской зоны и Онежской мульды и образующий мегадуплекс первого порядка, испытывал внутреннее скольжение по типу “колода карт”. Совершенно по-другому был организован дуплекс первого порядка, соответствующий Семченской системе линзовидных куполов (см. рис. 7, Г). На этом этапе Кумсинская зона находилась на одной линии с главным швом Центрально-Карельской зоны и наращивала ее по простиранию. Последующая эволюция изменила ее положение и привела к существенной перестройке рассмотренного структурного стиля.

На следующей стадии свекофеннского развития произошла некоторая смена в кинематике сдвиговых деформаций и дифференциация зон тектонического течения на ряд комплементарных динамически связанных, но разнородных сегментов. Причина этой перестройки кроется в прогрессивном развитии деформации сдвига, а также в ряде внешних факторов, находящихся за рамками данной системы наблюдений. В пределах Центрально-Карельской зоны проявляются преимущественно правосдвиговые хрупкие и пластически-хрупкие деформации (С₄) (см. рис. 7, Д). При этом проявляется латеральная зональность, подчеркивающая неоднородный характер тектонического течения. С СЗ-да на ЮВ-к по простиранию Центрально-Карельской зоны обособливаются последовательные комплементарные сегменты: 1) латерального выжимания; 2) переходный сегмент, образованный системой дуплексов растяжения с проявлением купольно-сдвиговых структур и мелкомасштабных дуплексов сжатия; 3) сегмент латерального нагнетания с горизонтальными складками и флексурами, разноранговыми системами дуплексов сжатия; 4) область тектонической аккумуляции и декомпрессии, соответствующая пологой части Сегозерской мульды, где отмечены переключенная складчатость и признаки “тонкокожной тектоники”; 5) Южно-Сегозерский кристаллический сегмент поперечного выдвигания. При развитии последнего в результате выдвигания кристаллических масс и правосдвигового смещения вдоль Койкарского сдвига обособилась Кумсинская зона поперечного сплющивания. В области ее первоначального положения сформировалась новая система правых сдвигов, сшивших подрезанные выдвиганием торцы Центрально-Карельской зоны. В пределах Койкарской зоны и Семченской системы линзовидных куполов сохранилась кинематическая ситуация предыдущего этапа. В результате этих преобразований мегаструктурный рисунок сдвиговых деформаций, сохранявшийся

на протяжении длительного временного интервала, был существенно перестроен и усложнен (см. рис. 7, Д, диаграмма). В конечном итоге свекофенские преобразования обусловили заложение основных структурных параметров данной области, близких к современным.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В целом рассмотренная тектоническая провинция представляет собой обширную зону сдвигового течения первого порядка, составленную из соподчиненных сопряженных сдвиговых зон различной ориентировки и кинематики. В схематизированном виде общая морфология Центрально-Карельской зоны, характеризующая результирующую деформацию, представлена в виде блок-диаграммы (см. рис. 7, Е). В различных поперечных срезах отмечаются существенные вариации структурной организации данной зоны.

В Сегозерском сегменте Центрально-Карельская зона имеет многие признаки “пальмовой” (“цветочной”) структуры [19]. Характерным является наличие зоны центрального выжимания и роста купольно-сдвиговых структур, послойные срывы и краевые надвиги, системы дуплексов и диагонально-кулисные складчато-разрывные структуры. Элементы подобной морфологии отмечаются для Койкарской и, отчасти, Кумсинской зон. Их частные особенности определяются уровнем эрозионного среза, вариациями динамических обстановок в пространстве и по простиранию отдельных зон, а также неоднородным строением геологической среды. Полевые и экспериментальные данные свидетельствуют, что “пальмовые” структуры образуются в условиях транспрессии при наличии факторов выдавливания нижних комплексов в верхние структурные уровни, а также сдвига, ответственного за характер асимметричного размещения структур [19]. Моделирование также показало, что сдвиговые перемещения в относительно жестком основании (фундаменте) сопровождаются появлением изометричных концентрически замкнутых траекторий максимальных касательных напряжений в перекрывающих пластичных материалах (чехол) [1]. Такой характер траекторий мог определенным образом отразиться на особенностях ремобилизации линзовидных структур фундамента и привести к избирательному развитию обособленных купольно-сдвиговых структур, “протыкающих” чехол.

Установленный факт синтетического и антитетического спинового вращения отдельных сдвиговых зон также указывает на существенное отклонение модели развития структур от ситуации простого сдвига. В некоторых случаях преобладающим эффектом является поперечное сплющивание и развитие зон тектонического течения за счет выдвигания

кристаллических массивов и взаимодействия смежных куполообразных структур (Кумсинская зона). Характерной является и латерально-продольная структурная зональность зон с дифференциацией на комплементарные сегменты латерального выжимания, нагнетания и тектонической аккумуляции в области декомпрессии. С этим связана своеобразная форма многих протерозойских синклиналей Карельского массива, маркирующих зоны сдвига. Как правило, СЗ-ые части этих структур пережаты, а ЮВ-ые – образуют раздвиг в плане и выполаживаются. Эта закономерность была подмечена в [8], но не находила объяснения. На примере Сегозерской структуры показана связь этого явления с процессом продольного тектонического течения. Можно предположить, что эти структуры направленного выжимания–нагнетания отражают частные локальные потоки тектонического течения горных масс с СЗ-да на ЮВ-к.

Важным фактором развития структур Центрально-Карельской зоны является их вращение вокруг вертикальной оси. Последнее проявляется дифференциально за счет внутреннего момента вращения частных структур и общего спинового поворота, которые, в случае совпадения знака, являются мощным фактором организации структурных направлений течения. В рассмотренном примере эффекты вращения против часовой стрелки, связанные с заключительной стадией ребольского цикла и ранней свекофенской активизацией, ответственные за переориентировку ранних СВ-ых структурообразующих направлений в СЗ-ые, определяющие современный структурный облик Карельского массива. Величину этого поворота в отдельных сегментах Центрально-Карельской зоны можно охарактеризовать угловой величиной порядка 60°. Поздние свекофенские преобразования привели к локальному обратному вращению в связи с объемными правосдвиговыми перемещениями. Ранняя структура была сильно нарушена, но существенной переориентировки направлений течения не произошло. Образно говоря, этот эффект можно рассматривать как попытку системы вернуться в первоначальное состояние. Однако, для выводов материалов недостаточно, и истинные причины смены кинематики Центрально-Карельской зоны нужно искать в смежных областях и факторах более высокого ранга.

Важным моментом в эволюции Центрально-Карельской зоны является принцип унаследованного развития структур. Главные структурообразующие направления и элементы делимости Карельской провинции были заложены еще в архее. В последующей эволюции и, в частности, на свекофенском этапе они предопределяли характер развития мега- и мезоструктурных рисунков и даже структурных парагенезов. Главными элемен-

тами ранней делимости фундамента Карельского массива являются зеленокаменные пояса и мигматит-гранитные купола, образующие своеобразный гетерогенный “мегаконгломерат”. Характер деформации такой среды определяется концентрацией напряжений на границах реологических разделов [1, 19, 25]. В этих условиях зеленокаменные пояса выступают в роли ослабленных зон, концентрирующих процесс течения. Иерархический принцип развития деформации [24, 25] предполагает последовательное усложнение делимости и включение в процессы структурообразования все новых более мелкомасштабных уровней. Для Центрально-Карельской зоны это проявляется в дифференциации ранних куполов на частные линзовидно-купольные структуры, в развитии зон сдвига и разнообразных структур различного ранга. При этом структурные элементы предыдущих этапов продолжают развиваться в новых системах структурообразования. В этом смысле многие структурные парагенезы Центрально-Карельской зоны являются суперпозиционными (развивающимися во времени) [24]. Локальные динамические обстановки в пределах Центрально-Карельской зоны, по-видимому, определялись взаимодействием частных неоднородностей: кристаллических выступов и растущих “холодных” куполов. В этой ситуации характерно развитие компенсационных парагенезов [24], которые наблюдаются в сопряженных системах выжимания – нагнетания, выдвигания – сплющивания.

В целом Центрально-Карельская зона является долгоживущей зоной латерально-продольного сдвигового течения. На протяжении развития зоны ее кинематика и динамические условия несколько менялись: отмечается периодическая смена режимов транспрессии и трансенсии, левосдвиговых перемещений правосдвиговыми. В этом смысле Центрально-Карельская зона может быть отнесена к категории трансферов – синкинематических нарушений, компенсирующих локальные различия скоростей растяжения или сжатия и представляющих собой сдвиговые зоны регионально неоднородной деформационной области [27]. Для сдвигов этого типа характерна отмеченная для Центрально-Карельской зоны периодическая смена кинематики и режима тектонического течения при постоянстве полей напряжений.

По набору структурно-кинематических парагенезов Центрально-Карельская зона во многом сходна с описанными в литературе зонами сдвиговых деформаций, развитыми в породах метаморфического фундамента и чехла. К таковым относятся сдвиговые зоны Армориканского массива, Западной Мессеты в Марокко, Иберийской арки и многие другие [30, 33, 35, 36].

Ряд аспектов структурной эволюции Центрально-Карельской зоны остались за рамками

данной работы. Дополнительные сведения могли бы быть получены на основании изучения конседиментационных палеопротерозойских структур и фациальных условий формирования чехла, кинематических исследований на сопредельных территориях и анализа общего положения данной зоны в системе дислокаций Карельского массива.

Многие положения данной работы основаны на плодотворных идеях М.Г. Леонова, в частности, о роли латерального течения и объемной деформации в формировании структур. Ему, а также М.Л. Сомину, В.В. Травину и Ю.А. Морозову автор выражает признательность за консультации.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты № 96-05-64412 и 99-05-65366).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бондаренко П.М.* Моделирование полей напряжений, прогноз дислокаций в сдвиговых зонах и их систематика // Сдвиговые тектонические нарушения и их роль в образовании месторождений полезных ископаемых. М.: Наука, 1991. С. 37–52.
2. *Войтович В.С.* О природе Койкарской зоны дислокаций Балтийского щита // Геотектоника. 1971. № 1. С. 33–42.
3. *Геология Карелии.* Л.: Наука, Ин-т Карельского фил. АН СССР, 1987. 231 с.
4. *Колодяжный С.Ю.* Структурно-вещественные парагенезы Кукаозерского сегмента Северо-Карельской зоны (Балтийский щит) // Геотектоника. 1998. № 6. С. 72–89.
5. *Колодяжный С.Ю.* Структурные парагенезы и кинематика Койкарской зоны сдвиговых деформаций Карельского массива // Геотектоника. 1999. № 6. С. 29–44.
6. *Копп М.Л.* Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизиином поясе. М.: Научный Мир, 1997. 313 с.
7. *Коросов В.И.* Геология дютулийского протерозоя восточной части Балтийского щита (сумий, сариолий). Петрозаводск: КНЦ АН СССР, 1991. 118 с.
8. *Кратц К.О.* Геология карелид Карелии. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1963. 230 с.
9. *Кратц К.О., Лазарев Ю.И.* Основные черты тектонических структур ятулия Карелии // Проблемы геологии Карелии и Кольского полуострова. Мурманск: Изд-во Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, 1961. С. 43–57.
10. *Леонов М.Г.* Постумная реидная тектоника континентального фундамента // Геотектоника. 1997. № 3. С. 3–20.
11. *Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Сомин М.Л.* Структуры тектонического течения в отложениях протоплатформенного чехла Карельского массива (Балтийский щит) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1995. Т. 70. Вып. 3. С. 20–32.

12. *Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю., Сомин М.Л.* О тектонической подвижности кристаллических пород фундамента в ядрах антиклинальных структур Северного Прионежья (Балтийский щит) // Геотектоника. 1996. № 1. С. 1–11.
13. *Лукьянов А.В.* Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. М.: Наука, 1965. 212 с. (Тр. ГИН АН СССР, Вып. 136).
14. *Лукьянов А.В.* Методические проблемы структурных исследований кристаллических комплексов // Структурные исследования в областях раннего докембрия. Л.: Наука, 1989. С. 35–52.
15. *Лукьянов А.В.* Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с.
16. *Макарихин В.В., Медведев П.В., Сацук Ю.И.* Расчленение и корреляция ятулия стратотипической местности (нижний протерозой Карелии) // Очерки геологии докембрия Карелии. Петрозаводск: Ин-т. геол. КНЦ РАН, 1995. С. 72–83.
17. *Миллер Ю.В.* Структура архейских зеленокаменных поясов. Л.: Наука, 1988. С. 144.
18. *Морозов Ю.А.* О роли транспрессии в формировании структуры Свекокарелид Балтийского щита // Геотектоника. 1999. № 4. С. 37–50.
19. *Морозов Ю.А., Гентнер Т.М.* Сопоставление природных и экспериментально воспроизведенных структурных ансамблей, сформированных в условиях транспрессии и транстенсии // Проблемы эволюции тектоносферы. М.: ОИФЗ РАН, 1997. С. 219–258.
20. *Новикова А.С., Чахмакчев В.Г.* К вопросу о происхождении Онежско-Сегозерской системы дислокаций // Геотектоника. 1967. № 4. С. 22–31.
21. *Светов А.П.* Платформенный базальтовый вулканизм карелид Карелии. Л.: Наука, 1979. 208 с.
22. *Свириденко Л.П.* Гранитобразование и проблемы формирования докембрийской земной коры (на примере Карелии). Л.: Наука, 1980. 216 с.
23. *Сыстра Ю.Й.* Тектоника карельского региона. Санкт-Петербург: Наука, 1991. 176 с.
24. *Талицкий В.Г.* Генетические типы структурных парагенезов // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1994. № 4. С. 65–72.
25. *Талицкий В.Г.* Некоторые механизмы и следствия деформационных объемных эффектов в неоднородной среде // Геотектоника. 1998. № 2. С. 93–105.
26. *Тевелев Ал.В., Тевелев Арк.В.* Эволюция структурных парагенезов при формировании магматических комплексов // Структурные парагенезы и их анасамбли: Материалы совещания. М.: ГЕОС, 1997. С. 175–177.
27. *Тевелев Арк.В.* Кинематика классических сдвигов // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. Материалы XXXIII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2000. С. 514–518.
28. *Харитонов Л.Я.* Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М.: Наука, 1966. 360 с.
29. *Чекулаев В.П., Лобач-Жученко С.Б., Левский Л.К. и др.* Архейские граниты Карелии как показатели состава и возраста континентальной коры // Геохимия. 1997. № 8. С. 805–816.
30. *Choukroune P., Gapais D., Merle O.* Shear criteria and structural symmetry // Journal of Structural Geology. 1987. Vol. 9. № 5/6. P. 525–530.
31. *Gapais D., Bale P., Choukroune P., Cobbold P.R., Manjoub Y., Marquer D.* Balk kinematics from shear zone patterns: some field examples // Journal of Structural Geology. 1987. Vol. 9. № 5/6. P. 635–646.
32. *Hanmer S., Passchier C.* Shear-sense indicators: a review. Geological survey of Canada. Ottawa, 1991, Paper 90–17. 72 p.
33. *Jegouzo P.* The South Armorican shear zone // Journal of Structural Geology. 1980. Vol. 2. № 1/2. P. 39–47.
34. *Means W.D., Hobbs B.E., Lister G.S., Williams P.F.* Vorticity and non-coaxiality in progressive deformations // Journal of Structural Geology. 1980. Vol. 2. P. 371–378.
35. *Pique A., Jeannette D., Michard A.* The Western Meseta shear zone, a major and permanent feature of the Hercynian belt in Morocco // Journal of Structural Geology. 1980. Vol. 2. № 1/2. P. 55–61.
36. *Ponce de Leon M. I., Choukroune P.* Shear zone in the Iberian Arc // Journal of Structural Geology. 1980. Vol. 2. № 1/2. P. 63–68.
37. *Ramsay J. G.* Shear zone geometry: a review // Journal of Structural Geology. 1980. Vol. 2. № 1/2. P. 83–99.
38. *Ramsay J. R., Huber M. I.* The techniques of modern structural geology, Vol. 2: Folds and Fractures. London, etc.: Academic Press, 1987. P. 309–700 p.
39. *Shimamoto T.* The origin of S-C mylonites and a new fault-zone model // Journal of Structural Geology. 1989. Vol. 11. № 1/2. P. 51–64.
40. *Swanson M.T.* Extensional duplexing in the York Cliffs strike-slip fault system, southern coastal Maine // Journal of Structural Geology. 1990. Vol. 12. № 4. P. 499–512.

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

Structure Associations and Kinematics of the Central Karelian Shear Zone (Baltic Shield)

S. Yu. Kolodyazhnyi

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

Abstract—An evolution model based on structural-kinematic associations and patterns analysis data is proposed for the Central Karelian shear zone in the axial part of the Karelian massif on the Baltic shield. A significant part of the horizontal longitudinal shear flow in this structure's development history is demonstrated. The lateral structural zoning of the structure is explained by the heterogeneity of country rocks and uneven strain distribution. The shear zone is characterized by structural features originating from lateral squeezing-pushing up and transverse push out-shortening. The kinematics and geodynamics of the zone periodically changed during its Archean-Paleoproterozoic evolution. The following phases have been recognized, (1) left-lateral transpression (latest Archean); (2) right-lateral transtension (early Paleoproterozoic); (3) transpression related to the left- and then right-lateral flow (Svecofennian phase). The significant contribution of rotation into the structural pattern of the region is emphasized. Descriptions and detailed sketches of structure associations and patterns are given, and their hierarchic distribution in the heterogeneous medium under uneven strain is demonstrated.

УДК 551.243/550.93:552.4(517.3)

ЭТАПЫ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ РАННИХ КАЛЕДОНИД ОЗЕРНОЙ ЗОНЫ МОНГОЛИИ: РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb И Sm-Nd ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

© 2002 г. И. К. Козаков¹, Е. Б. Сальникова¹, Е. В. Хаин², В. П. Ковач¹,
Н. Г. Бережная¹, С. З. Яковлева¹, Ю. В. Плоткина¹

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН,
199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2

²Геологический институт РАН, 109017, Москва, Пыжевский пер., 7

Поступила в редакцию 16.04.2001 г.

В статье обсуждаются результаты геохронологических (U-Pb метод по цирконам), изотопно-геохимических (Sm-Nd метод) и геологических исследований, которые позволяют оценить время проявления деформационных и метаморфических процессов в глубинных сечениях ранних каледонид Озерной зоны Монголии (хр. Дариби). Здесь выделена Дарибская обдукционная зона, в строении которой выделяются аллохтон, сложенный офиолитами, и метаморфический комплекс параавтохтона. В составе последнего среди кристаллических пород амфиболитовой фации установлены реликтовые парагенезисы гранулитовой фации умеренного-пониженного давления $T = 700\text{--}750^\circ\text{C}$, $P = 6\text{--}7$ кбар. Возраст цирконов из плагиогранитов, прорывающих габбро-нориты офиолитового комплекса, 573.3 ± 6.0 млн. лет. Время проявления метаморфизма гранулитовой фации оценивается в 510.2 ± 3.8 млн. лет, амфиболитовой фации и становления главной картируемой структуры – 490.4 ± 3.5 млн. лет. На основании полученных и опубликованных данных предложена следующая схема развития кристаллических пород параавтохтона Дарибской обдукционной зоны. В среднем-позднем кембрии при закрытии Хантайширского палеоокеана была сформирована покровно-складчатая структура, в которой были совмещены океанические, островодужные образования и толщи континентальной окраины Дзабханского микроконтинента. В глубинных сечениях пакета тектонических пластин РТ условия метаморфизма достигали высокотемпературной амфиболитовой и гранулитовой фации. В ходе продолжающихся движений по надвигам на рубеже кембрия–ордовика породы гранулитовой фации были последовательно выведены на уровень, где процессы метаморфизма продолжались в РТ условиях амфиболитовой фации.

ВВЕДЕНИЕ

Возрастное положение и тектоническая позиция глубокометаморфизованных комплексов в раннекаледонских структурах Центральной Азии до настоящего времени остаются предметом дискуссий. Основные альтернативные гипотезы сводятся к следующему: глубокометаморфизованные породы, особенно с реликтами гранулитов, представляют собой аналоги дорифейских комплексов фундамента древних платформ; согласно противоположенной точке зрения, их формирование связано с раннепалеозойским региональным метаморфизмом. Эти представления нашли отражение в многочисленных публикациях и суммированы при составлении серии геологических и тектонических карт, в которых отражена та или иная концепция [2, 3, 22]. В последние годы доказано присутствие в структурах складчатого обрамления Сибирской платформы как раннекембрийских кристаллических образований, рассмат-

ривающихся, как правило, в составе фундаментов микроконтинентов, так и связанных с проявлением раннекаледонского тектогенеза. При этом сам факт присутствия кристаллических образований (в том числе и гранулитовой фации) в изучаемом объекте не дает основания делать выводы об их тектонической позиции и на основании этого строить геодинамические модели. Эта проблема актуальна и для изучения раннекаледонских структур Центральной Азии, где исследования последних лет показали присутствие метаморфических комплексов обоих типов.

Задачей представляемой работы является анализ геологического развития глубинных сечений земной коры структур ранних каледонид Центральной Азии. В статье обсуждаются результаты геохронологических (U-Pb метод), изотопно-геохимических (Sm-Nd метод) и геологических исследований, которые позволяют оценить время проявления деформационных и метаморфических

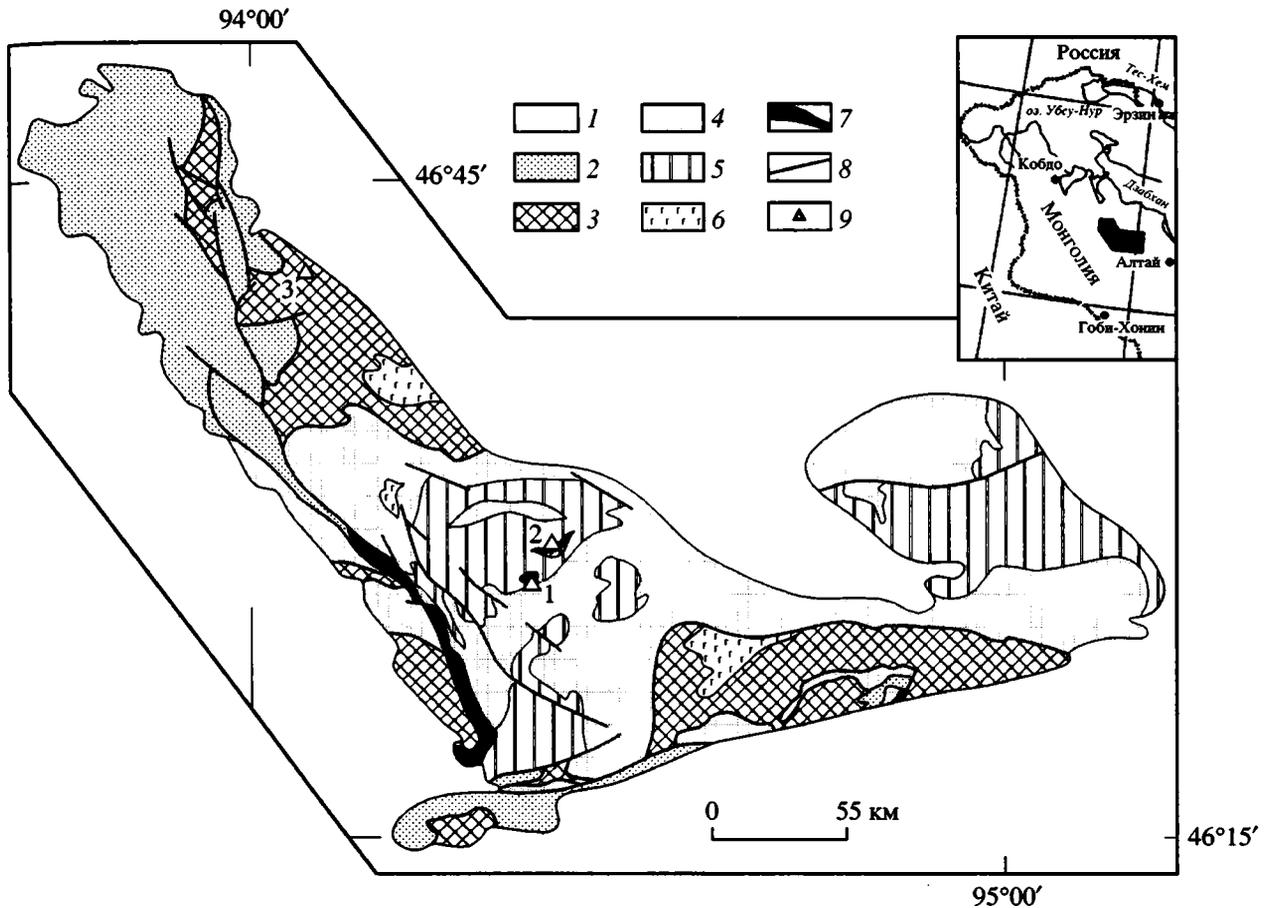


Рис. 1. Схема геологического строения хр. Дариби; составлена по [8, 24, 25].

1 – четвертичные отложения; 2 – вулканогенно-осадочный комплекс Озерной зоны (венд–нижний палеозой); 3 – баяннурский офиолитовый комплекс аллохтона; 4 – метаморфический комплекс параавтохтона (нерасчлененный); 5 – комплекс синметаморфических гнейсо–гранитов, гнейсовидных гранодиоритов, трондьемитов и тоналитов; 6 – дарибский интрузивный комплекс гранатовых ортоамфиболитов, метагабброндов; 7 – серпентинитовый меланж; 8 – разломы, надвиги; 9 – точки положения проб (1– проба 5802, 2 – проба 849, 3 – проба 97–80).

ких процессов, определяющих внутреннее строение кристаллических образований Дарибской обдукционной зоны (Западная Монголия), и определить их возрастные соотношения с баяннурским офиолитовым комплексом.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ДАРИБСКОЙ ОБДУКЦИОННОЙ ЗОНЫ

Дарибская обдукционная зона, выделенная Е.В. Хаиным [24, 25], расположена в зоне сочленения ранних каледонид Озерной зоны Западной Монголии и Дзабханского микроконтинента. В ее строении устанавливается два главных структурных элемента: гетерогенный метаморфический комплекс–параавтохтон и надвинутый на него аллохтонный пакет офиолитов (рис. 1). В западной части хребта Дариби в последнем выделяется серия наклоненных к западу тектонических плас-

тин. Нижние пластины сложены серпентинизированными дунитами и гарцбургитами. На них надвинута пластина, состоящая из чередующихся дунитов, верлитов, пироксенитов (вебстеритов) и габбро-норитов, слагающих баяннурский офиолитовый комплекс. В верхней части разреза преобладают габбро-нориты с редкими прослоями клинопироксенитов, дунитов и верлитов. В основании ритмов другого типа располагаются клинопироксениты и вебстериты, оливковые пироксениты, сменяющиеся по разрезу меланократовыми и лейкократовыми габбро-норитами с тонкой ритмичной расслоенностью. Проведенные геохимические исследования показали, что для габбро-норитов баяннурского комплекса характерно N–MORB распределение РЗЭ [25]. Последние прорваны телами и жилами плагиогранитов, рассматриваемых как наиболее поздние магматические образования офиолитовой ассоциации.

Метаморфические породы параавтохтона развиты в центральной и северо-восточной частях хребта Дариби (см. рис 1). Эти образования рассматривались как фрагмент древней (дорифейской) континентальной коры в ранних каледонидах Озерной зоны [22] и коррелировались с архейскими и протерозойскими комплексами Байдарикского блока [8, 19]. В различной степени мигматизированные породы амфиболитовой фации (гнейсы, амфиболиты, кварциты, графитистые мраморы, кальцифиры), в которых предполагалось проявление раннего метаморфизма гранулитовой фации, были отнесены к архею. Породы зеленосланцевой фации (слюдистые кварциты, доломиты, хлоритовые, актинолитовые и двуслюдяные сланцы) рассматривались в составе ниже-среднерифейского комплекса. Гнейсовидные гранитоиды, локализованные в гнейсо-мигматитовом комплексе, коррелировались со сходными по структуре и составу раннепротерозойскими (~1850 млн. лет) раннескладчатыми синметаморфическими гранитоидами Байдарикского блока [19]. Иными словами, в гнейсо-мигматитовом комплексе предполагалось проявление архейского метаморфизма гранулитовой фации, наложенного раннепротерозойского регионального метаморфизма амфиболитовой фации, с которым связывалось становление главной картируемой структуры, и (в незначительном масштабе) позднепротерозойского зеленосланцевого диафтореза. В соответствии с этим сформированный кристаллический комплекс рассматривался как жесткое основание, на которое надвинуты офиолиты.

Позднее Е.В. Хаиным [24] все метаморфические породы стали рассматриваться в составе единого зонально метаморфизованного от зеленосланцевой до амфиболитовой фации осадочно-вулканогенного комплекса параавтохтона краевой части Дзобханского микроконтинента. Гранатовые амфиболиты и метагабброиды были выделены в самостоятельный дарибский дометаморфический интрузивный комплекс. Проявление же складчатости, регионального метаморфизма, мигматизации и становление комплекса гнейсовидных гранитоидов связывалось с коллизийными процессами при закрытии Палеоазиатского океана в среднем ордовике [23, 25]. Однако значение возраста 457 ± 40 млн. лет, полученное для габбро дометаморфического дарибского интрузивного комплекса Sm-Nd методом (минеральная изохрона) [25], позволяет (с большой погрешностью) делать заключение о времени закрытия изотопной системы в минералах, но не дает прямой оценки возраста метаморфизма и складчатости. Кроме того, в предлагаемой модели не учитывалось проявление более раннего метаморфизма. Тем не менее, эти данные поставили под сомнение возможность корреляции кристаллических пород параавтохтона хребта Дариби с архейским и ранне-

протерозойскими образованиями Байдарикского блока, где представлены образования дорифейского основания Дзобханского микроконтинента [12, 13].

Для геохронологических и изотопно-геохимических исследований были взяты пробы из геологических объектов, позволяющих дать возрастную оценку формирования офиолитов баяннурского комплекса, проявления раннего метаморфизма гранулитовой фации, а также складчатости и регионального метаморфизма амфиболитовой фации, определяющих внутреннюю структуру параавтохтона Дарибской обдукционной зоны. Положение точек опробования показано на рисунке 1.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Проблема геологии и возрастного положения офиолитов Озерной зоны обсуждалась ранее [10, 11, 25, 26], поэтому в данной работе строение офиолитового комплекса не рассматривается. Здесь необходимо только отметить, что верхнюю возрастную границу формирования пород аллохтона фиксируют тела и жилы плагногранитов (проба 97-80), секущие габбро-нориты баяннурского комплекса (точка 3 на рис. 1).

Для оценки времени проявления метаморфизма гранулитовой фации были проведены исследования цирконов из образца не измененных при наложенном метаморфизме гранулитов (проба 849), обнаруженных Ф.П. Митрофановым в верховьях ручья Хабчигин-гол (точка 2, на рис. 1). Здесь в контрастной толще переслаивания пироксеновых гнейсов, амфиболитов и лейкократовых плаггиогнейсов (лептинитов) среди пород амфиболитовой фации сохранились реликты гранулитов, представляющие собой маломощные (5–8 см) пропластки и линзы. В центральных частях этих линз наложенные преобразования практически не проявлены. В исследованном образце представлен минеральный парагенезис: гранат + гиперстен + калиевый полевой шпат + плагноклаз + кварц + биотит. В краевых частях пироксен замещается зеленой роговой обманкой. Среди акцессорных минералов преобладают апатит и циркон. Составы сосуществующих граната и гиперстена приведены в табл. 1.

Расчет РТ условий формирования равновесного парагенезиса гранат + гиперстен + плагноклаз методом TWQ [27] с использованием базы данных [28] позволяет приблизительно дать оценку температуры в интервале 700–750°C и давление 6–7 кбар. Использование же гранат-ортопироксеновых термобарометров [39, 40 и др.] дает более низкие значения – 670–700°C и 5–5.5 кбар, что, по-видимому, отражает регрессивную стадию метаморфизма гранулитовой фации. Более точная оценка РТ условий формирования гранулитов за-

труднена, так как эти породы установлены в единичных случаях в виде реликтов среди мигматитов и гнейсов амфиболитовой фации.

При формировании структурных парагенезисов, сопряженных с метаморфизмом амфиболитовой фации, устанавливается два главных этапа. С первым связано образование пологой кристаллизационной сланцеватости, метаморфической и местами мигматитовой полосчатости, со вторым – становление в различной степени сжатых прямых, иногда куполовидных складок [24]. Объектом, позволяющим определить возраст наложенного регионального метаморфизма, является комплекс синкинематических биотитовых и биотит-роговообманковых тоналитов–грандиоритов, слагающих массивы, достигающие площадью десятков квадратных километров, и маломощные пластовые тела (см. рис. 1). Особенности их геологического положения являются, с одной стороны, секущие взаимоотношения с пологой системой кристаллизационной сланцеватости, с другой – конформность главным круто ориентированным структурам метаморфических пород второго этапа. Трахитоидность и гнейсовидность в тоналитах согласна с кристаллизационной сланцеватостью и метаморфической и мигматитовой полосчатостью вмещающих пород, а ориентировка ксенолитов и шпиров совпадает с направлением погружения шарниров складок и минеральной линейностью в метаморфических породах рамы. Эти соотношения свидетельствуют о внедрении данных гранитоидов после формирования ранней системы кристаллизационной сланцеватости (первого этапа) и одновременно с образованием субвертикальных структур, сопряженных с проявлением второго этапа регионального метаморфизма, определяющего внутреннюю структуру параавтохтона. Проба (5802) была взята из пластового тела (мощность около 1 м) гнейсовидных биотит-роговообманковых тоналитов, локализованных среди мигматизированных биотитовых гнейсов (точка 1 на рис. 1).

РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ И Sm-Nd ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Плагииграниты баянвурского офиолитового комплекса. Циркон в пробе 97–80 представлен идиоморфными и субидиоморфными прозрачными кристаллами светло-желтого цвета призматической и коротко-призматической формы гиацинтового габитуса с однородным внутренним строением. Кристаллы огранены призмой {100} и дипирамидой (рис. 2, а). Для этого циркона характерно присутствие включений бесцветных твердофазных и рудных минералов, распространен-

Таблица 1. Составы сосуществующих гранатов и ортопироксенов в пробе 849

Окисел	Орх	Gr	Орх	Gr	Орх	Gr
SiO ₂	48.312	37.461	47.862	37.229	48.216	37.526
TiO ₂	0.152	0.022	0.124	0.063	0.071	0.039
Al ₂ O ₃	0.480	20.997	0.457	20.692	0.493	20.817
FeO	38.989	31.164	39.459	31.516	39.280	31.197
MnO	0.489	1.312	0.639	1.417	0.434	1.646
MgO	10.689	1.964	10.571	1.934	10.755	2.053
CaO	0.886	7.008	0.860	7.108	0.699	6.670
Cr ₂ O ₃	0.004	0.071	0.030	0.104	0.055	0.050

Анализы выполнены в ИГГД РАН М.Д. Толкачевым и М.Р. Павловым на растровом электронном микроскопе АВТ-55 (Япония) и рентгеновском энергетическом спектрометре LINK AN-10000.

ных по всему объему зерен. Размер зерен изменяется от 50 до 150 мкм, $K_{удл} = 1.5-2.5$.

Для проведения U-Pb изотопных исследований были использованы две навески циркона, отобранные из размерных фракций +60–85 мкм, +85–100 мкм (№ 1 и 2, табл. 2), которые оказались слабо дискордантны. Кроме того, циркон из фракции +85–100 мкм был подвергнут аэробразивной обработке, в результате которой было удалено около 30% вещества циркона (см. № 3, табл. 2). Точка изотопного состава этого циркона располагается на конкордии (см. рис. 2, а), а его возраст $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ составляет 573.3 ± 6.0 млн. лет. Точки состава всех трех фракций циркона образуют дискордию, по верхнему пересечению которой с конкордией рассчитан возраст, составляющий с большой погрешностью 577 ± 75 млн. лет, а нижнее пересечение соответствует возрасту 226 ± 355 млн. лет (СКВО = 0.14). Значительная погрешность оценки возраста связана с достаточно компактным расположением точек вблизи верхнего пересечения дискордии. Морфологические особенности исследованного циркона указывают на его магматическое происхождение, поэтому значение возраста ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) конкордантного циркона 573.3 ± 6.0 млн. лет, в пределах ошибки совпадающее с возрастом верхнего пересечения дискордии, может быть принято в качестве наиболее точной оценки возраста кристаллизации циркона и отвечает времени становления плагиигранитов. Значительная погрешность возраста, определенного верхним пересечением дискордии, не позволяет корректно интерпретировать это значение, что является результатом расположения точек вблизи нижнего пересечения, а также может быть связано с разновозрастностью унаследованного компонента свинца в исследованных цирконах.

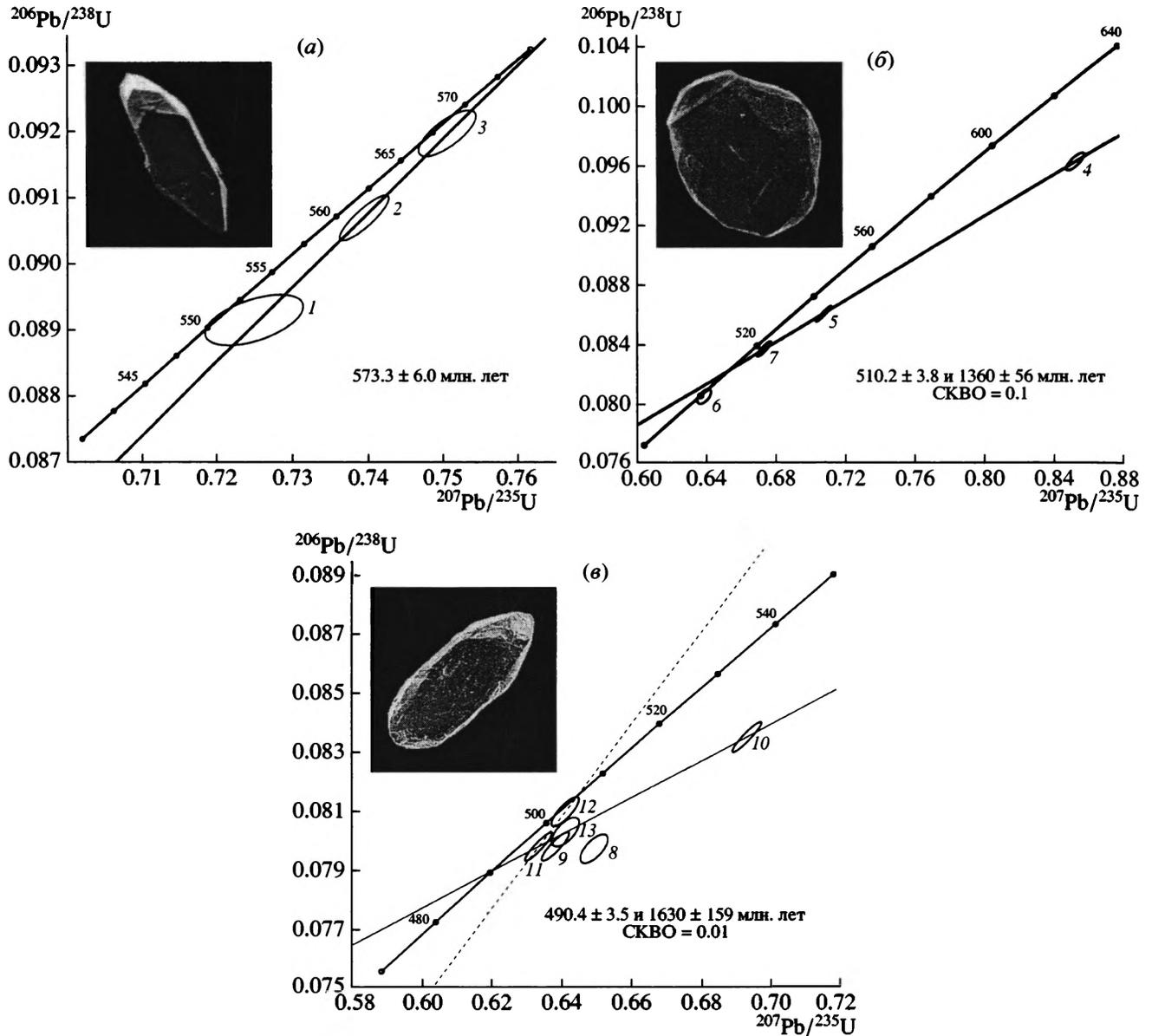


Рис. 2. Диаграммы с конкордией и микрофотографии цирконов, выполненные на сканирующем электронном микроскопе АВТ 55 (ускоряющее напряжение 20 кВ): а – для пробы 97–80, б – для пробы 849, в – для пробы 5802.

Гранат-гиперстеновые гранулиты. Акцессорный циркон в пробе 849 представлен двумя типами кристаллов. Кристаллы первого типа – бесцветные субидiomорфные прозрачные, реже светлорозовые замутненные кристаллы овальной и призматической формы. Размер кристаллов изменяется от 100 до 20 мкм, преобладают мелкие – 50–20 мкм, $K_{\text{удл}}$ от 1 до 2. Для этих цирконов характерно присутствие следов растворения и дорастания, а также фрагментов первичной магматической зональности. Мелкий размер и отсутствие следов зональности в кристаллах позволяют предположить первично вулканический генезис

цирконов, с последующим их дроблением, окатыванием при осадконакоплении и перекристаллизацией. Второй тип представлен мелкими (50–20 мкм) прозрачными бесцветными незональными кристаллами изометричной или неправильной угловатой формы, характеризующимися высоким двупреломлением. В соответствии с существующими морфологическими критериями [1, 41, 42] он может быть отнесен к так называемым гранулитовым цирконам (см. рис. 2, б), кристаллизация которых происходила в условиях гранулитовой фации метаморфизма.

Таблица 2. Результаты U–Pb изотопных исследований цирконов

N п/п	Размер фракции (мкм) и ее характеристика	Навеска, мг	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн. лет		
			Pb	U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^a	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^a	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
Плагиограниты баяннурского офиолитового комплекса (проба 97–80)													
1.	+85–100	0.15	18.2	177	440	0.0590 ± 40	0.1671 ± 1	0.7250 ± 53	0.0892 ± 4	0.53	553.6 ± 4.0	550.7 ± 2.8	565.6 ± 13
2.	+60–85	0.68	19.9	195	706	0.0591 ± 1	0.1616 ± 1	0.7396 ± 37	0.0907 ± 4	0.87	562.1 ± 2.8	559.9 ± 2.8	571.4 ± 3.9
3.	+85–100, A = 30%	1.10	6.28	61.4	779	0.0592 ± 2	0.1711 ± 1	0.7507 ± 38	0.0920 ± 5	0.75	568.6 ± 2.8	567.4 ± 2.8	573.3 ± 6.0
Гранат–гиперстеновые гранулиты (проба 849)													
4.	>60	1.00	27.2	291	2943	0.0641 ± 1	0.0449 ± 1	0.8533 ± 45	0.0965 ± 5	0.82	626.5 ± 3.1	594.0 ± 3.0	745.4 ± 2.9
5.	+50–60	1.50	50.0	582	3657	0.0595 ± 4	0.0833 ± 1	0.7076 ± 35	0.0862 ± 4	0.96	543.3 ± 2.7	533.1 ± 2.7	586.2 ± 1.4
6.	<50, округлый	0.22	25.6	342	1638	0.0575 ± 1	0.0033 ± 1	0.6383 ± 32	0.0806 ± 4	0.59	501.2 ± 2.5	499.5 ± 2.5	509.1 ± 4.2
7.	<40, округлый	0.95	37.8	473	1459	0.0583 ± 1	0.0070 ± 1	0.6729 ± 13	0.0838 ± 2	0.88	522.5 ± 1.0	518.6 ± 1.0	539.5 ± 1.5
Биотит–роговообманковые тоналиты (проба 5802)													
8.	+45–50	0.74	7.98	88.9	551	0.0591 ± 1	0.1535 ± 1	0.6499 ± 32	0.0798 ± 4	0.67	508.4 ± 2.5	494.8 ± 2.5	570.3 ± 4.2
9.	+60–75	0.77	25.6	309	4648	0.0580 ± 1	0.1503 ± 1	0.6389 ± 32	0.0799 ± 4	0.89	501.6 ± 2.5	495.3 ± 2.5	530.5 ± 1.9
10.	>100	1.38	22.7	252	1993	0.0602 ± 1	0.1694 ± 1	0.6937 ± 35	0.0836 ± 4	0.94	535.0 ± 2.7	517.4 ± 2.6	611.0 ± 1.3
11.	+50–60	1.40	29.3	342	1924	0.0576 ± 1	0.1545 ± 1	0.6341 ± 32	0.0799 ± 4	0.93	498.7 ± 2.5	495.3 ± 2.5	514.2 ± 1.4
12.	+45–50, A = 15%	0.68	25.8	296	1881	0.0574 ± 1	0.1753 ± 1	0.6417 ± 32	0.0810 ± 4	0.82	503.4 ± 2.5	502.3 ± 2.5	508.1 ± 2.7
13.	+45–50, A = 20%	0.73	20.4	226.7	959	0.0579 ± 1	0.1768 ± 1	0.6417 ± 32	0.0803 ± 4	0.64	503.4 ± 2.5	498.2 ± 2.5	527.1 ± 4.8

Примечания. Химическое разложение цирконов и выделение U и Pb выполнялось по модифицированной методике Т.Е. Кроу [34]. Изотопный анализ выполнен на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT–261. Точность определения U/Pb отношений составила 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 0.1 нг Pb и 0.005 нг U. Аэробразивная обработка циркона проводилась по методике Т.Е. Кроу [35]. Процедура предварительной кислотной обработки (HF + HNO₃) циркона выполнялась с различной экспозицией при температуре 220°C [38]. Обработка экспериментальных данных проводилась по программам PbDAT [37] и ISOPLOT [36]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [45]. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами [44]. Все ошибки приведены на 2– σ уровне. ^a – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; A = 30% – количество вещества, удаленного в процессе аэробразивной обработки циркона.

Таблица 3. Sm–Nd изотопные данные

№ обр.	Возраст, млн. лет	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($\pm 2\sigma_{\text{изм}}$)	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM}-2)$
97-81	570	1.64	6.06	0.1643	0.512792 ± 9	3.0	5.4		
97-85	570	4.06	13.66	0.1803	0.512866 ± 9	4.4	5.6		
97-60	570	0.45	1.49	0.1816	0.513009 ± 13	7.2	8.4		
5802	490	14.04	84.1	0.1009	0.511903 ± 5	-14.3	-8.3	1683	1926 ¹
849	550	29.4	169.6	0.1049	0.511800 ± 10	-16.3	-10.5	1889	2112 ¹
5621	570	0.89	3.51	0.1588	0.512943 ± 10	5.9	8.7		

Примечание. Определения изотопных составов Sm и Nd выполнены в ИГД РАН по методике, описанной в [17]. Уровень холостого опыта за время измерений составил 0.03–0.2 нг для Sm и 0.1–0.5 нг для Nd. Измеренные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ и приведены к отношению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$ в Nd-стандарте La Jolla. Точность определения концентраций Sm и Nd составила (0.5% (2 σ), изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \pm 0.5\%$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 0.005\%$. Средневзвешенное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в Nd-стандарте La Jolla по результатам 11 измерений отвечает 0.511894 ± 8 (2 σ). При расчете величин $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ и модельных возрастов $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ использованы современные значения CHUR по [33] ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$) и DM по [31] ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$).

97–81, 97–85 – плагиограниты, баяннурский офиолитовый комплекс; 97–60 – плагиогранит, хантайширский офиолитовый комплекс; 5802 – биотит–роговообманковый тоналит, 849 – гранат–гиперстеновый гранулит; 5621 – плагиогранит, Агардаг–Эрзинская офиолитовая зона.

¹ – двустадийный модельный возраст $T_{\text{Nd}}(\text{DM}-2)$, учитывающий возможное фракционирование Sm и Nd во внутрикоровых процессах, рассчитан на возраст кристаллизации (5802) и метаморфизма (849).

Для проведения U–Pb изотопных исследований гранат–гиперстеновых гнейсов были использованы четыре навески циркона второго типа, отобранного из фракций >60 мкм и +50–60 мкм, <50 мкм и <40 мкм (см. № 4–7, табл. 2). Точка изотопного состава циркона фракции <50 мкм (см. № 6, табл. 2) располагается практически на конкордии, значение ее возраста ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) составляет 509.1 ± 4.2 млн. лет. Точки состава циркона из фракции >60 мкм, +50–60 мкм и <40 мкм образуют дискордию, нижнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту $510.2(3.8)$ млн. лет, а верхнее 1360 ± 56 млн. лет (СКВО = 0.1). Фигуративные точки исследованного циркона располагаются вблизи нижнего пересечения рассчитанной дискордии (см. рис. 2, б), при этом наиболее удалена от него точка состава наиболее крупного циркона (>60 мкм), что связано с присутствием в этом цирконе большей доли унаследованного компонента радиогенного свинца, минимальный вклад которого отмечается в более мелком цирконе. Возраст, соответствующий нижнему пересечению рассчитанной дискордии составляет 510.2 ± 3.8 млн. лет, практически совпадает с возрастом конкордантного циркона и является наиболее достоверной оценкой времени формирования метаморфогенного циркона гранат–гиперстеновых гнейсов.

Биотит–роговообманковые тоналиты. Цирконы тоналитов в пробе 5802 представлены субидоморфными прозрачными удлиненными и реже округлыми кристаллами желтоватого цвета. Основной габитусной формой является призма, го-

ловки кристаллов и ребра округлые, грани дипирамиды имеют нечеткие очертания (см. рис. 2, в). Для внутреннего строения характерно присутствие тонкой магматической зональности и реликтов унаследованных ядер. Особенности морфологии цирконов свидетельствуют об их магматическом происхождении, а частичное растворение ребер и граней кристаллов связано, скорее всего, с воздействием метаморфогенного флюида: как было отмечено выше, на уровне кристаллизации расплава синхронный метаморфизм достигал высокотемпературной амфиболитовой фации и сопровождался мигматизацией.

Для изотопного датирования была постороена дискордия для точек изотопного состава цирконов трех размерных фракций: –60 + 50 мкм; (100 мкм и –50 + 45 мкм, в результате аэробразии которого удалено около 20% вещества. Все точки расположены у нижнего пересечения дискордии с конкордией (см. рис. 2, в), по которому получено значение возраста 490.4 ± 3.5 млн. лет (верхнее пересечение имеет значение 1630 ± 159 млн. лет, СКВО = 0.006). Значение 490.4 ± 3.5 млн. лет мы принимаем в качестве оценки возраста кристаллизации цирконов и, учитывая их магматический генезис, за возраст тоналитов, внедрение которых, как отмечалось, происходило одновременно с региональным метаморфизмом и складчатостью, определяющих внутреннюю структуру кристаллических образований параавтохтона хр. Дариби.

Исследованные плагиограниты баяннурского офиолитового комплекса хр. Дариби характеризуются типичными для плагиогранитов офиолитовых комплексов Мира высокими отношениями $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.16\text{--}0.18$ и высокими положительными величинами $\epsilon_{\text{Nd}}(0.57) = +5.4\text{...}+5.6$ (табл. 3). Эти величины близки к таковым в габбро-норитах верхней части разреза полосчатого комплекса офиолитов ($\epsilon_{\text{Nd}}(0.57) = +5.8$) [25]. В то же время они ниже, чем в близких по возрасту плагиогранитах офиолитового комплекса хр. Хан-Тайшир ($\epsilon_{\text{Nd}}(0.57) = +8.4$) и Агардаг-Эрзинской офиолитовой зоны ($\epsilon_{\text{Nd}}(0.57) = +8.7$) (см. табл. 3). Формирование пород офиолитового комплекса хр. Дариби связывается с условиями окраинноморского (затрещинного) бассейна [25]. Пониженные величины $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ в габбро и плагиогранитах баяннурского комплекса могут быть связаны с контаминацией исходных для них расплавов или источника коровым материалом или же плавлением несколько обогащенной относительно "общепринятой" деплетированной мантии. Необходимо также отметить, что породы подверглись сильным метасоматическим изменениям, происходившим в открытой системе, приведшим к нарушению минеральных Sm-Nd изотопных систем.

Значение двустадийного Nd модельного возраста $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})$ синметаморфических биотит-роговообманковых тоналитов составляет ~1.9 млрд. лет, $\epsilon_{\text{Nd}}(0.49) = -8.2$ (см. табл. 3), что свидетельствует об участии в образовании родоначальных расплавов гранитоидов долгоживущего корового материала. Близкими Nd изотопными характеристиками обладают гранат-гиперстеновые гнейсы метаморфического комплекса хр. Дариби: $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 1.9$ млрд. лет, $\epsilon_{\text{Nd}}(0.50) = -10.5$, которые отличаются от характеристик метаморфических пород Байдарикского блока основания Дзабханского микроконтинента ($T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st}) = 2.9\text{--}3.3$ млрд. лет). Таким образом, формирование исследованных гранитоидов не может связываться с ремобилизацией пород основания Дзабханского микроконтинента, а происходило, по видимому, за счет плавления смешанного источника, характеризующегося в среднем раннепротерозойскими Nd модельными возрастами. Такой источник мог быть образован за счет ювенильных пород островодужных комплексов и осадочного (пелитового) материала, связанного с разрушением раннекембрийских кристаллических пород основания Дзабханского микроконтинента.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Значение возраста исследованных плагиогранитов (573 ± 6 млн. лет) баяннурского офиолитового комплекса хр. Дариби практически совпадает с возрастом, полученным U-Pb методом по цирконам плагиогранитов хантайширского офи-

олитового комплекса Озерной зоны Западной Монголии (568.1 ± 4.0 млн. лет) [4]. Близкое значение (569 ± 0.8 млн. лет) получено Pb-Pb методом по единичным зернам цирконов для плагиогранитов из офиолитов Агардаг-Эрзинской зоны Тувы [43]. Таким образом, можно полагать, что офиолиты баяннурского комплекса входят в вендскую островодужную систему складчатого обрамления Сибирской платформы и представляют новообразованную океаническую кору короткожившего Хантайширского палеоокеана [6], раскрытие которого происходило в позднем венде (около 570 млн. лет), а закрытие в среднем кембрии, когда нижний неоавтохтон (верхний кембрий?) перекрыл покровно-складчатую структуру в обрамлении Дзабханского микроконтинента [21]. Движения по надвигам происходили и на рубеже кембрия и ордовика, когда фрагменты офиолитов были надвинуты на породы нижнего неоавтохтона.

Полученные геохронологические данные, позволяющие дать оценку времени проявления метаморфизма гранулитовой фации (510.2 ± 3.8 млн. лет) и становления главных картируемых структур, сопряженных с зональным региональным метаморфизмом, достигающим уровня амфиболитовой фации (490.4 ± 3.5 млн. лет), показывают принципиальное различие в геологическом развитии кристаллических образований дорифейского основания Дзабханского микроконтинента и Дарибской обдукционной зоны. Это заключение достаточно очевидно и при сравнении Nd модельных возрастов пород гранулитовой фации данных структур: в Байдарикском блоке – 2.9–3.3 млрд. лет, в гранулитах же хр. Дариби – 1.9 млрд. лет, то есть породы основания Дзабханского микроконтинента не только не могут рассматриваться как возрастные аналоги кристаллических пород параавтохтона Дарибской обдукционной зоны, но и в качестве их основного источника. В настоящее время недостаточно данных для определения возраста и источников толщ параавтохтона, однако значение Nd модельного возраста метатерригенных пород (1.9 млрд. лет) фиксирует возможный нижний предел интервала их накопления. Следует также отметить присутствие в метасадках обломков цирконов предположительно вулканического происхождения. Такие цирконы, в принципе, могли присутствовать в вулканах позднего рифея дзабханской свиты или венд-раннекембрийские вулканах, связанных с развитием осторовных дуг Хантайширского палеоокеана, то есть метатерригенные породы параавтохтона имели смешанный источник и их накопление происходило не ранее позднего рифея или венда. Можно также предполагать незначительный вклад раннекембрийского корового материала, сформированного за счет пород фундамента Дзабхан-

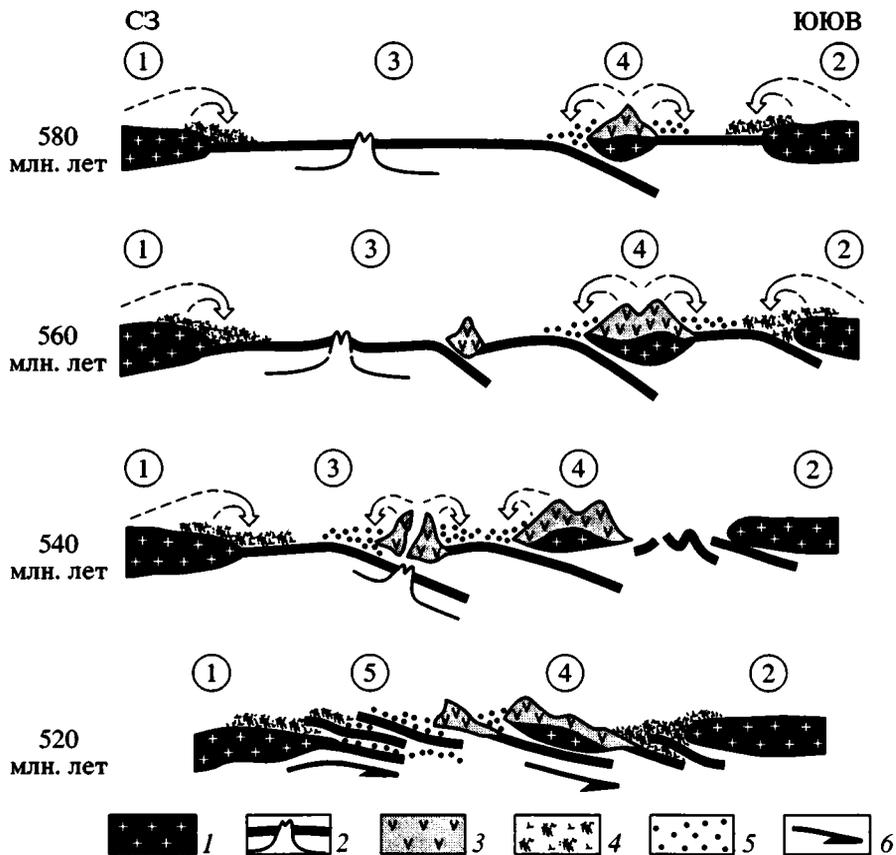


Рис. 3. Схема становления Дарибской обдукционной зоны в ходе развития Хантайширского океана, на основе [21], с упрощением.

1 – континентальная кора микроконтинентов; 2 – океаническая кора; 3 – островные дуги; 4, 5 – продукты размыва микроконтинентов (4) и островных дуг (5); 6 – направления движений по надвигам. Цифры в кружках на схеме: 1 – Дзабханский и 2 – Южно-Гобийский микроконтиненты, 3 – Хантайширский палеоокеан, 4 – Уланшандинская островная дуга, 5 – Дарибская обдукционная зона.

ского микроконтинента, что определило среднее значение Nd модельного возраста – 1.9 млрд. лет.

Таким образом, при обсуждении модели формирования параавтохтона Дарибской обдукционной зоны должны быть учтены следующие факты. Во-первых, возраст регионального метаморфизма в толщах параавтохтона меньше, чем возраст офиолитов баяннурского комплекса аллохтона. Во-вторых, метаморфизм гранулитовой и амфиболитовой фации сближены во времени, а если учитывать, что полученные возрастные значения дают оценку второго этапа метаморфизма, сопряженного со становлением вертикальных структур, то для первого этапа амфиболитовой фации, когда образовалась пологая кристаллизационная сланцеватость, можно предполагать еще большую сближенность. В-третьих, породы гранулитовой фации интенсивно переработаны в РТ условиях амфиболитовой фации и устанавливаются только в виде реликтов. При этом следует отметить, что не все породы параавтохтона были

изначально метаморфизованы в гранулитовой фации, в его составе представлены также толщи, в которых устанавливается прогрессивный метаморфизм амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций.

На основе имеющихся палеогеодинамических реконструкций Центрально-Азиатского складчатого пояса [6, 20, 21] и суперконтинента Родиния [28, 29, 30, 32] и с учетом полученных результатов можно рассмотреть следующую возможную схему формирования кристаллических пород Дарибской обдукционной зоны (рис. 3). Можно допустить, что до распада Родинии блоки Восточной Гондваны и в том числе Дзабханский микроконтинент располагались вблизи зоны сочленения Сибири и Лаврентии, а в начале позднего рифея в процессе распада Родинии Дзабханский микроконтинент вместе с блоками Восточной Гондваны отошел от Лаврентии и Сибири [5]. В конце позднего рифея началось отделение блоков от континентального массива Восточной Гондваны,

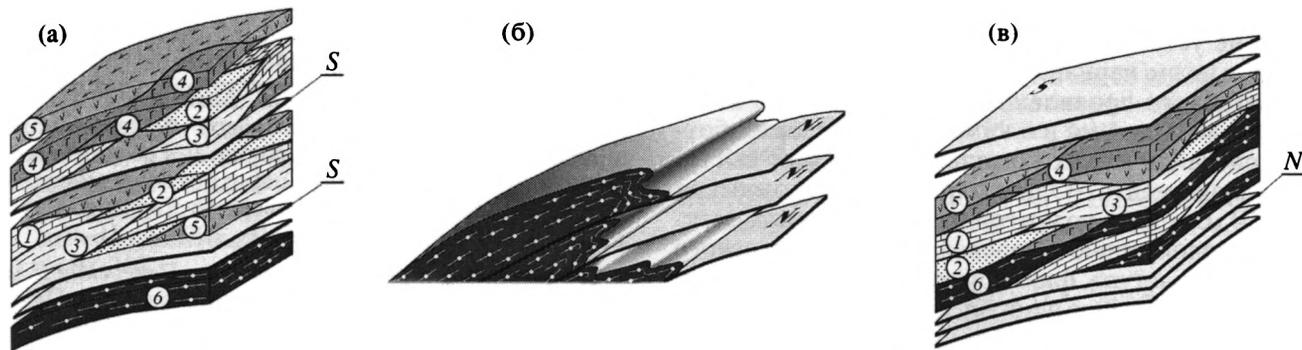


Рис. 4. Принципиальная схема формирования кристаллических комплексов параавтохтона в ходе развития Дарибской обдукционной зоны: а – формирование вертикальной структурно-метаморфической зональности, в покровной структуре (около 510 млн. лет); б – выдавливание гранулитов по системе надвигов до уровня зоны амфиболитовой фации; в – сочленение пластин гранулитов с толщами параавтохтона на уровне амфиболитовой фации (около 500–495 млн. лет). Цифры в кружках: 1–3 – толщи параавтохтона: 1 – кварцито-карбонатные, 2 – терригенные, 3 – терригенно-вулканогенные); 4, 5 – комплексы аллохтона: 4 – океанического бассейна, 5 – островодужные); 6 – породы гранулитовой фации. N и N₁ – надвиги, S – сланцеватость амфиболитовой фации.

и на рубеже рифея–венда наметилось разделение Дзобханского и Южно-Гобийского микроконтинентов, а затем произошло формирование короткоживущего бассейна (Хантайширский палеоокеан) с новообразованной океанической корой, фрагменты которой устанавливаются в Озерной и Восточно-Тувинской раннекаледонских зонах. В ходе развития этого бассейна шло накопление толщ, которые в дальнейшем, главным образом, и вошли состав параавтохтона.

В среднем–позднем кембрии при закрытии Хантайширского палеоокеана была сформирована покровно-складчатая структура Дарибской обдукционной зоны, в которой были тектонически совмещены океанические, островодужные и толщи задуговых и междуговых бассейнов; при этом толщи континентальной окраины Дзобханского микроконтинента, были подвинуты под океанические и островодужные комплексы. В результате сформировалась вертикальная структурно-метаморфическая зональность, в которой на уровне мезо- и катазоны оказались главным образом толщи континентальной окраины, а офиолиты обдукционной аллохтонной пластины расположились практически вне зоны метаморфизма (рис. 4). В глубинных сечениях пакета тектонических пластин РТ условия метаморфизма достигали высокотемпературной амфиболитовой и гранулитовой фаций. В ходе продолжающихся движений по надвигам на рубеже кембрия–ордовика и при образовании субвертикальных структур второго этапа в раннем ордовике (490.4 ± 3.5 млн. лет) породы гранулитовой фации были последовательно выведены за пределы поля устойчивости минеральных парагенезисов гранулитовой фации и перемещены на уровень, где процессы метаморфизма продолжались в РТ условиях амфи-

болитовой фации (см. рис. 4), что сопровождалось ретроградными преобразованиями гранулитов в соответствующих условиях и в ряде случаев мигматизацией.

В целом, схема преобразования гранулитов в ходе развития Дарибской обдукционной зоны в основных чертах аналогична установленной для эрзинского комплекса Тувино-Монгольского массива [16].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Геологическое строение Центрально-Азиатского складчатого пояса определяется сочетанием двух типов структур: аккреционных и коллизионных [20]. Образование метаморфических пород параавтохтона Дарибской обдукционной зоны в связи с раннекаледонским тектогенезом отражает заключительный этап формирования аккреционной структуры Центральной Азии. Проявление высокотемпературного регионального метаморфизма, достигающего уровня гранулитовой фации, на рубеже позднего кембрия–ордовика установлено в Тувино-Монгольском массиве [12, 14, 15]. Непосредственно в южном обрамлении Сибирской платформы выделяется раннеордовикский Прибайкальский метаморфический пояс, в котором уровень метаморфизма достигает гранулитовой фации [18, 23]. При этом раннепалеозойский метаморфизм этого пояса уже традиционно связывается с раннекаледонской коллизией толщ обрамления с южным выступом Сибирского кратона, играющего роль некоего упора, обеспечивающего высокую степень сжатия и, соответственно, метаморфизма [7]. Однако никаких признаков этого события в породах краевых выступов фундамента Сибирской платформы не-

посредственно за зоной Главного Саянского разлома не устанавливается. По нашим представлениям, в этом варианте можно было бы ожидать масштабного проявления каледонского гранитоидного магматизма и в какой-то мере переработки кристаллических комплексов краевых выступов фундамента. Однако раннепротерозойские (~1850 млн. лет) гранитоиды саянского комплекса, расположенные в краевой части Присаянского краевого выступа, фиксируют переход к платформенному режиму и не вовлекаются в структурно-метаморфические преобразования [9]. Проявление же высокотемпературного метаморфизма (в том числе и гранулитовой фации) в позднем кембрии–раннем ордовике устанавливается в структурах обрамления, значительно отстоящих (более чем на 750 км) от края Сибирской платформы [16].

С этих позиций можно полагать, что кристаллические комплексы, становление которых связано с раннепалеозойским тектогенезом, представляют собой инфраструктуру раннекаледонской аккреционной области Центральной Азии, в которой спаяны фрагменты разновозрастных и разнофациальных структурно-вещественных комплексов. Геологическое же строение кристаллических комплексов (поясовое или блоковое) и РТ условия метаморфизма, как правило, определяются тектоническими движениями, с которыми связано выведение пород инфраструктуры на уровень современного эрозионного среза, глубиной последнего и региональными вариациями геотермического градиента.

Авторы признательны Е.В. Бибиковой, П.Я. Азимову, С.Г. Скублову и В.В. Ярмолюку за консультации, конструктивные предложения и замечания, сделанные при подготовке данной статьи, а также М.Д. Толкачеву и М.Р. Павлову за определение составов минералов в гранулитах на микрозонде.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты 99-05-65337, 99-05-65687). Изотопные исследования выполнены в ЦКП РФФИ “Центр изотопной геологии Центральной Азии” (проект 00-05-72011).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бибикова Е.В. Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов // М.: Недра, 1989. 179 с.
2. Геологическая карта Монгольской Народной Республики. Масштаб 1 : 1500000. М.: Госгеолтехиздат, 1972.
3. Геологическая карта Монгольского Алтая. Масштаб 1 : 500000. М.: Госгеолтехиздат, 1978.
4. Гибшер А.С., Хаин Е.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Поздневендский возраст хантайширского офиолитового комплекса Западной Монголии: новые U-Pb данные // Геология и геофизика. 2001. Т. 2. № 8. С. 1179–1185.
5. Диденко А.Н., Козаков И.К., Бахтадзе В. Палеомагнетизм раннего протерозоя Байдарикского блока Центральной Монголии // Геологическое развитие протерозойских перикратонных и палеоокеанических структур Северной Евразии. Материалы совещания. СПб.: Тема, 1999. С. 31–35.
6. Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М. и др. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 59–75.
7. Донская Т.В., Скляр Е.В., Гладкочуб Д.П. и др. Прибайкальский коллизионный метаморфический пояс // Докл. РАН. 2000. Т. 374. № 1. С. 79–83.
8. Карта геологических формаций Монгольской Народной Республики. Масштаб 1 : 1500000 / Под ред. А.Л. Яншина. М.: АН СССР, Совместная совет.-монгольская науч.-исслед. геол. экспедиция АН СССР и АН МНР, 1989.
9. Курнозова Т.И., Левицкий В.И., Мельников А.И. и др. U-Pb возраст гранитоидов Саянского комплекса Бирюсинской глыбы // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты: Тез. докл. I Российской конференции по изотопной геохронологии. М.: ГЕОС, 2000. С. 178–180.
10. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Корообразующие процессы при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника. 1999. № 3. С. 21–41.
11. Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Пухтель И.С. и др. Магматические породы и источники магм офиолитов Озерной зоны Монголии // Петрология. 1996. Т. 4. № 5. С. 453–495.
12. Козаков И.К., Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Проблема возраста кристаллического фундамента микроконтинентов Центральной Азии: результаты геохронологических и изотопно-геохимических исследований // Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. Т. 1. М.: ГЕОС, 2001. С. 297–301.
13. Козаков И.К., Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б. Корообразующие процессы в геологическом развитии Байдарикского блока Центральной Монголии: Sm-Nd изотопные данные // Петрология. 1997. Т. 5. № 3. С. 240–248.
14. Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возраст метаморфизма кристаллических комплексов Тувино-Монгольского массива: результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология. 1999. Т. 7. № 2. С. 173–189.
15. Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов и микроконтинентов Центральной Азии: U-Pb и Sm-Nd изотопно-геохимические данные // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Т. 1. М.: ГЕОС, 1999. С. 306–308.

16. *Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др.* Возрастные рубежи структурного развития метаморфических комплексов Тувино-Монгольского массива // *Геотектоника*. 2001. № 3. С. 22–43.
17. *Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б. и др.* Возраст и этапы формирования континентальной коры центральной части Алданской гранулитогнейсовой области: U-Pb и Sm-Nd изотопные данные по гранитоидам // *Петрология*. 1995. Т. 1. № 1. С. 97–108.
18. *Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. и др.* О возрасте метаморфизма слюдянского кристаллического комплекса (Южное Прибайкалье): результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // *Петрология*. 1997. Т. 5. № 4. С. 380–393.
19. *Митрофанов Ф.П., Козаков И.К., Доржнамжаа Д.* Путеводитель к полевым геологическим маршрутам в МНР в 1985 г. М.: ГИН АН СССР, 1985. 56 с.
20. *Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // *Геотектоника*. 1993. № 6. С. 3–32.
21. *Руженцев С.В., Бурашников В.В.* Тектоника салаирид Западной Монголии // *Геотектоника* 1995. № 5. С. 25–40.
22. Тектоническая карта Северной Евразии. Масштаб 1 : 5000000. М.: ГУГК, 1979.
23. *Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В. и др.* Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид // *Геотектоника*. 1995. № 3. С. 3–22.
24. *Хаин Е.В.* Гранито-гнейсовые купола и ультрабазит-базитовые интрузии в зонах обдукции офиолитов // *Геотектоника*. 1989. № 5. С. 38–51.
25. *Хаин Е.В., Амелин Ю.В., Изох Э.П.* Sm-Nd данные о возрасте ультрабазит-базитовых комплексов в зонах обдукции Западной Монголии // *Докл. АН*. 1995. Т. 341. № 6. С. 791–796.
26. *Хаин Е.В., Бибикова Е.В., Дегтярев К.Е. и др.* Палеоазиатский океан в неопротерозое и раннем палеозое: новые изотопно-геохронологические данные // *Геологическое развитие протерозойских перикратонных и палеоокеанических структур Северной Евразии. Материалы совещания*. СПб.: Тема, 1999. С. 176–181.
27. *Berman R.G.* Thermobarometry using multi-equilibrium calculations: a new technique, with petrological applications // *Can. Mineral.*, 1991. V. 29. № 4. P. 833–855.
28. *Berman R.G., Aranovich L.Y.* Optimized standard state and solution properties of minerals. *Contrib. Mineral. Petrol.* 1996. Vol. 126. № 1–2. P. 1–24.
29. *Condie C.K.* Continental Growth During Formation of Rodinia at 1.35–0.9 Ga // *Gondwana Research*. 2001. Vol. 4. № 1. P. 5–16.
30. *Dalziel I.W.D.* Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: review, hypothesis environmental speculation // *Geol. Soc. America Bulletin*. 1997. Vol. 109. P. 16–47.
31. *Goldstein S.J., Jacobsen S.B.* Nd and Sr isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. Vol. 87. P. 249–265.
32. *Hoffman P.F.* Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out? // *Science*. 1991. Vol. 252. P. 1409–1412.
33. *Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.* Sm-Nd evolution of chondrites and a chondrites. II // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1984. Vol. 67. P. 137–150.
34. *Krogh T.E.* A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // *Geochim. et cosmochim. acta*. 1973. Vol. 37. P. 485–494.
35. *Krogh T.E.* Improved accuracy of U-Pb zircon by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1982. Vol. 46. P. 637–649.
36. *Ludwig K.R.* ISOPLOT for MS-DOS, version 2.50 // *U.S. Geol. Survey Open-File Rept.* 88-557. 1991. 64 p.
37. *Ludwig K.R.* PbDat for MS-DOS, version 1.21 // *U.S. Geol. Survey Open-File Rept.* 88-542. 1991. 35 p.
38. *Mattinson J.M.* A study of complex discordance in zircons using step-wise dissolution techniques // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1994. Vol. 116. P. 117–129.
39. *Newton R.G., Perkins D.* Thermodynamic calibration of geobarometers based on assemblages garnet-plagioclase-orthopyroxene (clinopyroxene)-quartz // *American Mineral.* 1982. Vol. 67. P. 203–222.
40. *Perchuk L.L., Lavrenteva I.V.* Some equilibria involving garnet, orthopyroxene and amphibole as geothermometers and geobarometers for metamorphic rocks // *Experimen-89: Inform.* Vol. Moscow: Nauka, 1989. P. 44–46.
41. *Pidgeon R.T.* Recrystallization of oscillatory zoned zircon: some geochronological and petrological implication // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1992. Vol. 110. P. 463–472.
42. *Pidgeon R.T., Bowes D.R.* U-Pb ages of granulites from the central region of the Lewisian, North-West Scotland // *Geol. Mag.* 1972. Vol. 109. P. 247–258.
43. *Pfander J., Jochum K., Kroner A., et al.* Age and geochemical evolution of early cambrian ophiolite-island arc system in Tuva, Central Asia // *International Ophiolite Symposium and field excursion*. Espoo, Finland. 1998. Geological Survey of Finland, 1998. P. 42.
44. *Stacey J.S., Kramers I.D.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. Vol. 26. № 2. P. 207–221.
45. *Steiger R.H., Jager E.* Subcommittee of Geochronology: conversion of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1976. Vol. 36. № 2. P. 359–362.

*Рецензенты: В.И. Коваленко,
А.А. Моссаковский*

Early Caledonian Crystalline Rocks of the Lake Zone in Mongolia: Formation History and Tectonics as Deduced from U-Pb and Sm-Nd Datings

I. K. Kozakov¹, E. B. Sal'nikova¹, E. V. Khain², V. P. Kovach¹,
N. G. Berezhnaya¹, S. Z. Yakovleva¹, and Yu. V. Plotkina¹

¹*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences,
nab. Makarova 2, St. Petersburg, 199034 Russia*

²*Geological Institute (GIN), Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 109017 Russia*

Abstract—New isotopic (U-Pb zircon ages), isotopic-geochemical (Sm-Nd ages) and geologic data establish the time of appearance of deformation and metamorphic processes in deep sections of Early Caledonides of the Lake Zone in Mongolia (Daribi Range). The Daribi obduction zone exhibits an ophiolitic allochthon and metamorphic parautochthon. The amphibolitic crystalline rock of the latter contain relics of moderate to low-pressure granulites with $T = 700\text{--}750^\circ\text{C}$ and $P = 6\text{--}7$ kbar. The age of zircons from the plagiogranites that intrude the gabbro-norites of the ophiolitic complex is 573.3 ± 6.0 Ma. The time of the granulitic metamorphism is estimated at 510.2 ± 3.8 Ma, and the time of the amphibolitic metamorphism and the main mapped structure emplacement, at 490.4 ± 3.5 Ma. Based on new and earlier published data, the following evolution model is proposed for the parautochthonous crystalline rocks of the Daribi subduction zone. The fold-and-thrust structure with oceanic and island-arc terranes juxtaposed with fragments of the continental margin of the Dzabkhan microcontinent was formed in the Middle-Late Cambrian during the closure of the Khantaishir Paleoocean. $P\text{--}T$ conditions in the deep sections of the nappe pile reached high-temperature amphibolitic and granulitic facies. As a result of the ongoing movements on thrust faults during the latest Cambrian to Ordovician, the granulitic rocks were gradually uplifted to the zone where metamorphism continued under the temperatures and pressures of the amphibolitic facies.

НОВАЯ КНИГА ПО НЕОТЕКТОНИКЕ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Вышедшая в 2000 г. работа В.Г. Чувардинского, без сомнения, представляет большой интерес для геологов и геоморфологов, изучающих неотектонику Балтийского щита.¹

Рассматриваемая монография отражает большой объем оригинального фактического материала, собранного В.Г. Чувардинским при многолетних маршрутных, картировочных и поисковых работах. Это придает особый вес его заключениям и выводам, касающимся не только неотектонических аспектов, но и анализа и критики устоявшихся концепций ледниковой теории. Это направление наиболее полно освещено в предыдущей монографии В.Г. Чувардинского “О ледниковой теории. Происхождение образований ледниковой формации” (1998).

Рецензент, изучающий геологию и тектонику докембрийских образований, не считает себя вправе обсуждать сущность ледниковой теории. Задача настоящей рецензии обратить внимание геологов и геоморфологов на те моменты в работе В.Г. Чувардинского, которые имеют ценность, независимо от тех или иных теоретических позиций автора или читателей.

По мнению рецензента, принципиально новым достижением работы являются системные доказательства разломно-тектонического происхождения разнообразных форм “экзамнационного” рельефа, развитого на кристаллических породах Балтийского щита – бараньих лбов, курчавых скал, полировки и штриховки пород, фиордов, шхерного рельефа, озерных котловин, друмлинов.

Этому широкому спектру морфоструктур автор придает тектонический смысл и возвращает их в арсенал последствий и признаков неотектонических разрывных дислокаций. Такая позиция исследователя, по причине обширности фактического материала, глубине его анализа и интерпретации представляется весьма убедительной, хотя и означает пересмотр классических признаков ледниковой экзарации.

¹ В.Г. Чувардинский. Неотектоника восточной части Балтийского щита. Апатиты, 2000, изд-во КНЦ РАН, 287 с., 120 рис.

Второе достижение автора – большой серьезно проанализированный материал по строению и механизму формирования неотектонических разрывных дислокаций (глава 3). В этой главе весьма важным представляется раздел, посвященный детальному изучению зеркал скольжения взбросо-надвигов, сдвигов и сбросов, описанию признаков тектонических смещений по разломам. Эти материалы, в совокупности с данными по разломно-тектоническому генезису разнообразных морфоструктурных форм рельефа, имеют существенное методическое значение для восстановления полей тектонических напряжений, для понимания сложных и все еще недостаточно ясных разломно-дислокационных процессов.

Третий существенный элемент работы – достоверная система доказательств структурно-парагенетической связи классических “ледниковых” форм рельефа, в том числе озера, с неотектоническими разломами. В этом отношении рецензенту показалось особенно интересным широкое развитие процессов неотектонического приповерхностного разрушения коренных пород, как источника материала для новейших осадочных образований.

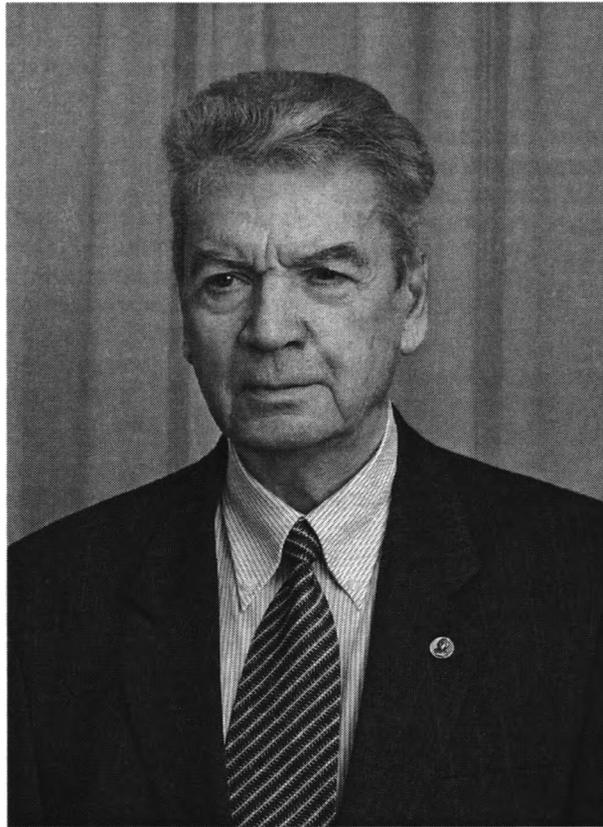
Наконец, еще одно достижение автора в рассматриваемом направлении – выявление признаков неотектонической активизации древних грабенов (Кандалакшского, Ладожского, Ивановского). Это служит дополнительным аргументом в пользу преемственного развития многих крупных тектонических структур Балтийского щита, которое охватывает весьма длительные отрезки геологического времени.

Все сказанное свидетельствует о большом научном значении монографии В.Г. Чувардинского в деле познания геодинамических процессов.

В заключение следует отметить, что В.Г. Чувардинским по существу разработана методическая основа для составления неотектонических карт Балтийского щита.

А. А. Предовский

К ВОСЬМИДЕСЯТИПЯТИЛЕТИЮ Ю.М. ПУЩАРОВСКОГО



31 декабря 2001 г. исполнилось 85 лет выдающемуся ученому – геологу, академику Юрию Михайловичу Пущаровскому – бессменному главному редактору журнала “Геотектоника” с 1983 г. Геологическая деятельность Ю.М. Пущаровского полностью связана с Геологическим институтом АН СССР (ныне РАН), в котором он работает с 1946 г. Начав с региональных геологических исследований, Юрий Михайлович очень быстро перешел к крупным тектоническим обобщениям, что определило характер всей его дальнейшей плодотворной научной деятельности. Сначала это был выделенный им Тихоокеанский тектонический пояс, изучению структуры и истории формирования которого он посвятил много лет. Затем последовало создание крупных тектонических карт. При его непосредственном участии и под его редакцией были опубликованы карты Евразии (1966 г.), Тихоокеанского сегмента Земли (1970), тектонической карты Кубы (1990) и многих других. Начиная с 70-х годов в сферу научных интересов Юрия Михайловича вошли вопросы

строения океанических бассейнов. Он и сотрудники руководимой им лаборатории Геологического института РАН принимали участие в экспедиционных исследованиях Индийского и Тихого океанов на судах института Океанологи РАН. С появлением в 1985 г. научно-исследовательского судна “Академик Страхов” в Геологическом институте РАН Ю.М. Пущаровский возглавил исследования ключевых структур Атлантического океана в рамках национальных проектов “Литос” и “Глубинные геосферы”. Геологические исследования охватили обширный район Центральной Атлантики от разлома Зеленого Мыса до разлома Чейн. Особенностью проводимых работ была геологическая направленность.

Ю.М. Пущаровский и сейчас находится на острие геологической науки, разрабатывая самые актуальные проблемы геологии среди которых: тектоника и геодинамика океанов, глубинная тектоника и асимметрия Земли, нелинейная геодинамика. За последние 5 лет им опубликовано более 30 научных работ, а за все время научной

деятельности 430 работ. В опубликованных по этим разделам работах им было выделено и проанализировано 7 разновидностей океанских тектонических узлов. Им было показано, что структуры тектонических узлов в общем индивидуальны и лишь между отдельными из них имеются признаки подобия. Специфика выражается в масштабе явления, характере деформаций, структурном развитии. В этой индивидуальности, как и в тектоническом положении, отражены эффекты нелинейной геодинамики. Проанализированы неоднородности глубинного строения котловин Центральной и Южной Атлантики, охарактеризованы тектонические ограничения океанов. На основе морфоструктурного анализа проведено тектоническое районирование Тихого, Атлантического и Индийского океанов; показано большое различие в их тектонике, структурном развитии и геодинамике. На океанском дне выделен новый тип тектоно-геодинамических систем – малые срединные системы, которые образовались за пределами влияния процессов в Мировой рифтовой системе. В качестве наиболее значимых разломных структур выделена категория демаркационных разломов, разделяющих крупные области океанского дна, отличающиеся по строению, геологической истории и геодинамике. Ю.М. Пушаровским показано, что в образовании, пространственном размещении и развитии океанских тектонических структур большая роль принадлежит воздействию нелинейных геодинамических факторов, на что все еще не обращается должного внимания.

Ю.М. Пушаровским разработана в результате анализа сейсмотомографических карт для разных глубинных уровней, информации о внутримантийных геофизических рубежах и данных о минеральном составе и минералогических преобразованиях в мантии, принципиально новая схема расчленения мантии на шесть геосфер. Ключевым моментом в этой схеме является выделение мощной средней мантии, отделенной от верхней и нижней обширными зонами раздела, отличающимися более сложным и контрастным распределением неоднородностей. Им сопоставлены сейсмотомографические карты для больших глубин мантии Земли Индо-Атлантического и Тихоокеанского сегментов планеты. Показано, что крупнейшие Тихоокеанский и Атлантический плюмы разнятся не только по масштабам, но и по времени образования, а также по истории и направленности развития. Латеральная изменчивость ареалов вызвана тектоническими движениями глубинных масс, из чего следует, что тектоносферой являются все мантийные геосферы. Высказано представление о нелинейном зарождении внутримантийных энергетических импульсов и движении масс по сублатеральным срывам. Ю.М. Пушаровским показано, что имеет место образование хао-

тизированных полей глубинных геологических мантийных и коровых неоднородностей. Формы проявлений разнообразных перемещений происходят из-за открытости системы Земля, когда упорядоченность сочетается с хаосом и сосуществуют процессы самоорганизации, катастрофизма, протекающие на фоне необратимости развития планеты.

В последние годы Ю.М. Пушаровский вновь обратил внимание на давно разрабатываемую им проблему глобальной асимметрии Земли, выраженной в обособлении в ее структуре Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов. Он показал, что эта асимметрия проявляется не только в структуре литосферы Земли, как это предполагалось ранее, но и в мантии вплоть до ее границы с ядром. Крупнейшие даунвеллинги холодной мантии (Западно- и Восточнотихоокеанский), достигающие по данным сейсмической томографии ядра Земли, фиксируют границы между Тихоокеанским и Индо-Атлантическим сегментами на мантийном уровне. Опираясь на структурно-геологические данные и изотопно-геохимические характеристики кайнозойских базальтов на окраинах Тихого океана, Ю.М. Пушаровский высказал новую весьма интересную идею о геодинамической экспансии Индо-Атлантического сегмента по отношению к Тихоокеанскому.

Ю.М. Пушаровский проводит большую научно-организационную работу, являясь членом Бюро ОГТН, руководителем группы ГИН'а по тектонике океанов, председателем секции "Геология" Научного совета РАН по проблемам Мирового океана и рабочей группы "Тектоника". Он входит в редакционные коллегии ряда научных журналов. Ю.М. Пушаровский талантливый и неутомимый организатор. Благодаря его усилиям Геологический институт продолжает оставаться одной из немногих организаций, где проводятся фундаментальные геологические экспедиционные исследования акватории Мирового океана.

Признанием научных и организаторских достижений Ю.М. Пушаровского явилось избрание его в 1984 г. действительным членом АН СССР. Он лауреат Государственных премий СССР и России, премии и золотой медали им. А.П. Карпинского, главной премии издательства "МАИК Наука". Президент Российской Федерации В.В. Путин в день юбилея направил Ю.М. Пушаровскому приветственную поздравительную телеграмму.

Редколлегия журнала поздравляет Юрия Михайловича с юбилеем и желает ему сохранить и в дальнейшем творческую активность в разработке фундаментальных проблем геологии.

Редколлегия

“ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ОБЩЕЙ ТЕКТОНИКИ”

Редактор академик Ю.М. Пушаровский

Москва

“Научный Мир”

2001

520 с.

Книга содержит глубокие разработки фундаментальных проблем современной геотектоники. Она отражает уровень и пути развития тектонической мысли в нашей стране в настоящее время.

Первая часть посвящена глубинному строению Земли и тектонике и геодинамике глубинных геосфер. Во второй части рассматриваются строение, структурное развитие и геодинамика континентов, океанов и переходных между ними зон. Третья часть посвящена главной структурной асимметрии Земли: делению ее на Тихоокеанский и Индо-Атлантический сегменты. В четвертой части излагаются приоритетные тектоно-геодинамические проблемы, касающиеся литосферы, такие как глубинные разломы и современные движения земной коры. Пятую часть составляют новейшие разработки общетектоничес-

кого значения: крупномасштабная цикличность тектонических процессов, воздействие на тектогенез внешних факторов, отражение в тектогенезе движений внутреннего ядра Земли, нелинейная тектоника.

Предлагаемые в книге решения и выводы оригинальны, основательно аргументированы, имеют новаторский характер. В целом, книга вносит солидный вклад в дальнейшее развитие фундаментальной геологии.

Книга рассчитана на широкий круг ученых, работающих в области наук о Земле (геологов, геофизиков, геохимиков и др.), а также планетологов. Она является ценным пособием для высшей школы.

Глубокоуважаемые читатели!

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

Журнал “Научная книга”:

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

Журнал “Научная книга”:

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

Журнал “Научная книга”:

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

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

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

Журналы РАН, выходящие в свет на русском языке

- Агрохимия
 Автоматика и телемеханика*
 Акустический журнал*
 Астрономический вестник*
 Астрономический журнал*
 Биологические мембраны
 Биология внутренних вод
 Биология моря*
 Биоорганическая химия*
 Биофизика*
 Биохимия*
 Вестник РАН*
 Вестник древней истории
 Водные ресурсы*
 Вопросы ихтиологии*
 Вопросы философии
 Вопросы языкознания
 Восток
 Вулканология и сейсмология
 Высокмолекулярные соединения (Сер. А, В, С)*
 Генетика*
 Геология рудных месторождений*
 Геомагнетизм и аэрономия*
 Геоморфология
 Геотектоника*
 Геохимия*
 Геоэкология, инженерная геология, гидрогеология, геокриология
 Государство и право
 Дефектоскопия*
 Дифференциальные уравнения*
 Доклады Академии наук*
 Журнал аналитической химии*
 Журнал высшей нервной деятельности имени И.П. Павлова
 Журнал вычислительной математики и математической физики*
 Журнал научной и прикладной фотографии
 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*
 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 физическая
 Известия АН. Теория и системы управления*
 Известия АН. Физика атмосферы и океана*
 Известия АН. Энергетика
 Исследование Земли из космоса
 Кинетика и катализ*
 Коллоидный журнал*
 Координационная химия*
 Космические исследования*
 Кристаллография*
 Лесоведение
 Литология и полезные ископаемые*
 Микробиология*
 Микроэлектроника*
 Мировая экономика и международные отношения
 Молекулярная биология*
 Нейрохимия
 Неорганические материалы*
 Нефтехимия*
 Новая и новейшая история
 Общественные науки и современность
 Океанология*
 Онтогенез*
 Оптика и спектроскопия*
 Отечественная история
 Палеонтологический журнал*
 Петрология*
 Письма в Астрономический журнал*
 Письма в Журнал технической физики*
 Письма в Журнал экспериментальной и теоретической физики*
 Поверхность. Рентгеновские, синхротронные и нейтронные исследования
 Почвоведение*
 Приборы и техника эксперимента*
 Прикладная биохимия и микробиология*
 Прикладная математика и механика
 Проблемы машиностроения и надежности машин
 Проблемы передачи информации*
 Программирование*
 Психологический журнал
 Радиационная биология и радиоэкология
 Радиотехника и электроника*
 Радиохимия*
 Расплавы
 Российская археология
 Русская речь
 Сенсорные системы
 Славяноведение
 Социологические исследования
 Стратиграфия. Геологическая корреляция*
 Теоретические основы химической технологии*
 Теплофизика высоких температур*
 Труды Математического института им. В.А. Стеклова*
 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*
 Химическая физика
 Химия высоких энергий*
 Химия твердого топлива
 Человек
 Экология*
 Экономика и математические методы
 Электрохимия*
 Энергия, экономика, техника, экология
 Этнографическое обозрение
 Энтомологическое обозрение*
 Ядерная физика*