

ISSN 0016-853X

Номер 6

Ноябрь - Декабрь 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

№ 6 2002 Ноябрь–Декабрь

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

Главный редактор
Ю.М. Пушчаровский

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. Perfiyev, 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”

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 6, 2002

Структурообразующая роль транспрессии и транстенсии <i>Ю. А. Морозов</i>	3
Офиолиты гарцбургитового типа в структурированном меланже Западно-Магнитогорской зоны (Южный Урал) <i>Н. Л. Чаплыгина, К. Е. Дегтярев, Г. Н. Савельева</i>	25
Разломы Московской синеклизы <i>В. Г. Николаев, Р. Г. Гарецкий, Р. Е. Айзберг, А. М. Ковхута</i>	38
Лесновский тектонический покров, Северная Камчатка <i>А. В. Соловьев, М. Н. Шапиро, Дж. И. Гарвер</i>	45
О тектонике фундамента шельфа моря Лаптевых <i>С. С. Драчев</i>	60

Дискуссии

Детальная структура области внутриплитных деформаций в Центральной котловине Индийского океана (результаты исследований на трех полигонах) <i>В. Е. Вержбицкий, О. В. Левченко</i>	77
Авторский указатель журнала "Геотектоника" за 2002 г.	95

Contents

No. 6, 2002

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

Structure-Formation Function of Transpression and Transtension <i>Yu. A. Morozov</i>	3
Hartzburgite-Type Ophiolites in the Structural Melange of the West Magnitogorsk Zone in the South Urals <i>N. L. Chaplygina, K. E. Degtyarev, and G. N. Savelieva</i>	25
Faults of the Moscow Syncline <i>V. G. Nikolaev, R. G. Garetskii, R. E. Aizberg, and A. M. Kovkhuto</i>	38
Lesnaya Nappe, Northern Kamchatka <i>A. V. Solov'ev, M. N. Shapiro, and J. I. Garver</i>	45
On the Basement Tectonics of the Laptev Sea Shelf <i>S. S. Drachev</i>	60

Discussion

Detailed Structure of Intraplate Deformation Zone in the Central Indian Ocean Basin (as Deduced from Three Continuous Profiling Sites) <i>V. E. Verzhbitskii and O. V. Levchenko</i>	77
Author Index to <i>Geotectonics</i> , 2002	95

Сдано в набор 09.08.2002 г.	Подписано к печати 04.10.2002 г.	Формат бумаги 60 × 88 ¹ / ₈		
Офсетная печать	Усл. печ. л. 12.0	Усл. кр.-отт. 4.0 тыс.	Уч.-изд. л. 12.1	Бум. л. 6.0
	Тираж 322 экз.	Зак. 6676		

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

УДК 551.243

СТРУКТУРООБРАЗУЮЩАЯ РОЛЬ ТРАНСПРЕССИИ И ТРАНСТЕНСИИ

© 2002 г. Ю. А. Морозов

Объединенный институт физики Земли РАН, 123995, Москва, ул. Большая Грузинская, д. 10

Поступила в редакцию 20.03.2001 г.

Рассмотрены особенности структурообразования в условиях транспрессии и транстенсии. На основе проведенных экспериментов и природных примеров охарактеризованы структурные парагенезы этих двух обстановок нагружения. Показан их комбинированный характер, определяемый взаимодействием структурных парагенезов исходных составных типов – чистого и простого сдвигов. На примере восточной части Балтийского щита описаны области проявления обстановок транспрессии (Саво-Ладожская зона свекокарелид и Беломорско-Лапландский пояс) и транстенсии (Карельский массив). Подробно охарактеризована латеральная и вертикальная структурная зональность объемов с транспрессивным типом строения и эволюции. Предлагается компрессионно-декомпрессионный механизм проявления деформационно-вещественных преобразований в условиях транспрессии. Определены понятия геодинамических пар и систем при синхронном сопряженно-компенсированном проявлении обстановок транспрессии и транстенсии в едином объеме земной коры. Предполагается, что согласованное проявление последних может быть связано с подъемом плюмов или с действием иерархически построенных конвективных систем литосферы.

ВВЕДЕНИЕ

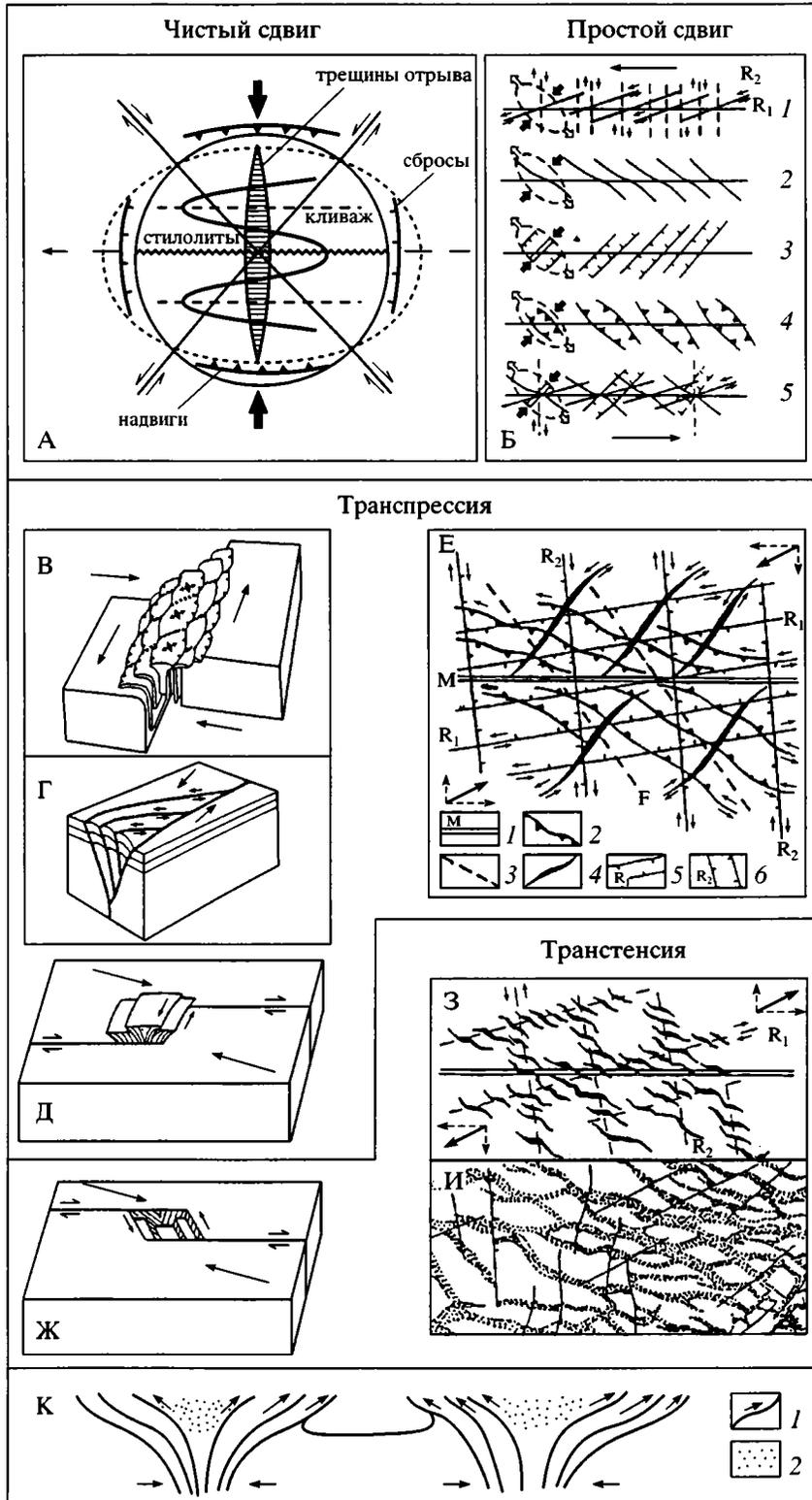
Очевидно, что структурообразование как явление полифакторное зависит от многих причин: типов и способов нагружения среды, механизмов реализации деформации, реологических свойств материала, времени и этапности деформационных преобразований, многих внешних и внутренних факторов. Одним из таких факторов, влияющих на структурообразование, является сложный характер нагружения материала и комбинированный способ реализации деформации через сочетание и взаимодействие простых ее типов – сжатия, растяжения, простого сдвига и т.д. Именно поэтому в последнее время все более широко стали использоваться понятия транспрессии и транстенсии для обозначения комбинаций сдвига и сжатия и сдвига на фоне растяжения, соответственно. Ассоциации структурных элементов, свойственных каждому из простых типов нагружения среды, отличаются большим разнообразием и непростыми парагенетическими соотношениями. Можно представить себе, что комбинированные виды нагрузки, несомненно, должны еще больше усложнить структурную ситуацию и привести к формированию новых структурных парагенезов, общий вид и детали которых изучены еще не достаточно полно. Нет полной ясности с парагенетическим и пространственно-временным соотношением транспрессии и транстенсии между собой и с другими тектоническими режимами. Не менее важно знать возможные причины и источники зарождения и проявления этих двух типов обстановок. Всему перечисленному комплексу вопросов,

рассмотренному через призму деформационного структурообразования, и посвящена эта статья.

О ПОНЯТИЯХ ТРАНСПРЕССИИ И ТРАНСТЕНСИИ

Первоначально понятия транспрессии и транстенсии были использованы как чисто геодинамические термины для описания ситуации косоугольного движения сближающихся или расходящихся литосферных плит [37]. В геомеханическом плане эта ситуация соответствует сочетанию обстановок чистого и простого сдвига, что позволило ряду исследователей расширить область применения этих терминов и использовать их для описания деформаций, обусловленных одновременным действием сдвига и сжатия – транспрессия или же сдвига и растяжения – транстенсия [38, 44, 45].

В условиях транспрессии разделение общей деформации на компоненты сжатия и сдвига обуславливает гетерогенное проявление или локализацию деформационного процесса в пределах линейных зон, часто именуемых зонами транспрессивного сдвига и обладающих вполне определенными структурно-морфологическими особенностями. Помимо привычных элементов-признаков сдвиговых деформаций, выраженных в соответствующих структурных парагенезах (см. ниже), в зонах транспрессивного сдвига можно наблюдать и структурные результаты действия компоненты сжатия, проявленные, в первую очередь, в надвиго- и покровообразовании. В мас-



штабе коры, с учетом влияния стесненного пространства с единственной свободной дневной поверхностью и переменного фактора литостатической нагрузки, транспрессия реализуется через горизонтальное укорочение и преимущественно вер-

тикальное удлинение, что приводит к выдавливанию или своего рода тектонической экструзии геоматериала зон транспрессии (рис. 1,В). При этом на глубине деформация локализуется в субвертикальных шовных зонах, а в приповерхностных ус-

- Рис. 1.** Схемы структурных парагенезов чистого (А) и простого (Б) сдвигов, транспрессии (В–Е, К) и транстенсии (Ж–И) На А, по [25], – соотношение сопряженных систем сколов, трещин отрыва, складок, кливажа, стилолитовых швов, надвигов и сбросов
- На Б, по [49], – соотношение магистральной сдвиговой зоны: 1 – с оперяющими синтетическими (R_1) и антитетическими (R_2) сколами Риделя, 2 – с осями складок, 3 – со структурами растяжения (трещины отрыва, грабены, впадины), 4 – с надвигами и покровами, 5 – комбинированное сочетание всех элементов разрывно-складчатого парагенеза.
- На В, по [49], – структура “пальмового дерева” зон транспрессии.
- На Г, по [49], – асимметричное развитие надвиговых структур в сегменте сжатия зоны транспрессии.
- На Д, по [48], – ситуация транспрессии в зоне изгиба поверхности сдвигового сместителя.
- На Е – обобщенный структурный парагенез транспрессии: 1 – магистральный сдвиг; 2 – надвиги; 3 – оси складок; 4 – трещины отрыва; 5 – синтетические и 6 – антитетические сколы Риделя.
- На Ж – структура транстенсии в месте изгиба поверхности сдвига.
- На З – структурный парагенез транстенсии на начальной стадии.
- На И – структуры транстенсии на продвинутой стадии развития.
- На К – схема пространственного соотношения дивергентных и конвергентных систем разрывов в смежных структурах “пальмового дерева” (разрез): 1 – надвиги; 2 – области вторичного растяжения

ловиях перемещение материала происходит, как правило, по дивергентным системам выполаживающихся надвигов, что создает в поперечном сечении характерную “цветковую” структуру, или структуру “пальмового дерева” [44]. Надвигообразование иногда может быть преимущественно односторонним, или моновергентным, если один из сопряженных по зоне трансpressивного сдвига жестких блоков при этом опускается [50].

Обстановка сжатия и подъем материала к поверхности приводит, как правило, к образованию поднятия и положительного рельефа над областями транспрессии, которые служат источниками размыва и сноса материала. Одновременно компенсационный фактор обуславливает возникновение сопряженных областей растяжения и, соответственно, поверхностного прогибания и образования наложенных впадин, где действует режим транстенсии и где откладываются продукты размыва воздымающихся зон транспрессии. Развитие крупных бассейнов растяжения может приводить к заметному утонению коры и, как следствие, к общему подъему изотерм, оконтуривающих участки с повышенным тепловым потоком, в пределах которых помимо метаморфизма концентрируются магматические интрузии и накапливается вулканический материал [44, 48]. При этом под влиянием сдвиговой компоненты впадины располагаются косо-эшелонированно по отношению к зонам трансpressивного сдвига, отклоняясь от их простираия против или по часовой стрелке в зависимости от знака смещения, аналогично кулисообразному размещению трещин отрыва.

Области транспрессии и транстенсии взаимосвязаны не только компенсационным фактором, но и могут находиться одна с другой в иерархическом соподчинении. Так, на фоне общей транспрессии, в зависимости от того, каким образом эшелонированы или изогнуты разрывные нарушения, составляющие магистральную сдвиговую

зону, одновременно или последовательно в разных местах могут возникать “локальные” обстановки транспрессии или транстенсии, значительно дифференцирующие и осложняющие общую картину [44, 48]. Если поверхность сместителя разрывной зоны имеет изгиб, ограничивающий или препятствующий сдвиговому смещению, то как раз в области этого изгиба возникает обстановка транспрессии, и, наоборот, при противоположной асимметрии изгиба возникает ситуация транстенсии, обуславливающая локальное растяжение на фоне сдвига и формирование раздвиговых структур. Подобные же ситуации имеют место и в участках перемычек между сопряженными эшелонированными фрагментами кулисообразной системы разломов, где в зависимости от соотношений знака эшелонирования этих разрывов (ступенчатость вправо или влево) и знака сдвигового смещения возникают обстановки либо транспрессии (знаки противоположны один другому – см. рис. 1,Д), либо транстенсии (знаки совпадают – см. рис. 1,Ж).

При длительном развитии тектонически активных областей соотношения обстановок транспрессии и транстенсии могут быть не просто сложными, но и изменчивыми во времени и пространстве. Так, в пределах единого складчатого пояса под влиянием фактора гетерогенности (локализации) деформации могут развиваться сразу несколько субпараллельных зон трансpressивных сдвигов, разделенных компенсационными впадинами или же зонами пониженной деформации [18], в результате чего имеет место попеременное чередование дивергентно и конвергентно расположенных сопряженных систем разрывов. Направленное вовне зон транспрессии перемещение материала по надвигам может приводить к формированию структур растяжения в осевых частях этих зон [48]. Синхронно, за счет встречных движений по конвергентным системам нарушений, этот процесс приводит к существенному

сокращению площади компенсационных впадин, а иногда и к полному их перекрытию, с образованием структур “сшивания” [9]. Общая картина нагружения деформируемого объема заметно меняется: латеральный ряд чередования обстановок сжатия и растяжения дифференцируется за счет их изменчивости и по вертикали (см. рис. 1,К).

СТРУКТУРНЫЕ ПАРАГЕНЕЗЫ РЕЖИМОВ ТРАНСПРЕССИИ И ТРАНСТЕНСИИ

Для сложно дислоцированных и метаморфических комплексов характерно проявление различных геомеханических обстановок нагружения геологической среды (чистый и простой сдвиг, транспрессия, транстенсия), каждая из которых порождает заметно различающиеся ассоциации структурных элементов. Пространственно сопряженное или иерархическое взаимодействие этих обстановок, их комбинация, смена или последовательное наложение одной на другую приводят обычно к весьма сложной полиморфной структуре, которая становится еще более усложненной по мере длительного, а тем более полистадийного и полиэтапного развития. Разобраться в сложностях такой структуры, выявить закономерности и характерные особенности, свойственные конкретной геомеханической обстановке нагружения, определить кинематику движений позволяет структурно-парагенетический анализ, который включает описание различных одновозрастных структурных форм, выявление их закономерных сочетаний, пространственных и генетических взаимосвязей и выделение, в результате, определенных структурно-вещественных парагенезов [4, 9, 10, 24, 25].

Структурные парагенезы чистого и простого сдвига. Для каждого из простых типов геомеханических обстановок нагружения (чистый и простой сдвиги) характерны свои структурные парагенезы, неоднократно описанные в литературе [25, 44, 49]. В условиях чистого сдвига (сжатие–растяжение) поперек направления наибольшего укорочения располагаются плоскости кливажа, осевых поверхностей складок, поверхности стилолитовых швов и перпендикулярно к ним возникают трещины отрыва (см. рис. 1,А). Диагонально к этому направлению формируются две сопряженные системы сколов с противоположной кинематикой, а синхронные им системы надвигов и сбросов располагаются в квадрантах сжатия и растяжения, соответственно.

Геомеханическая обстановка простого сдвига определяет иное расположение элементов структурного парагенеза (см. рис. 1,Б). Магистральный сдвиг обычно осложняется целым семейством структурных элементов, расположенных в соответствии с ориентировкой эллипсоида деформации. Складки образуют кулисообразную систему

с разворотом их осевых поверхностей против часовой стрелки относительно простирания разрыва при правостороннем смещении по нему (асимметричные “Z”-образные складки) и, наоборот, по часовой стрелке (“S”-образные складки) при левостороннем сдвиге. Точно так же располагаются системы дивергентно сопряженных надвигов, а структуры растяжения (трещины отрыва, грабены, впадины) образуют эшелонированные системы с противоположным, чем у складок и надвигов, кулисным расположением. Кроме того, магистральный разлом сопровождается появлением сопряженных разрывных нарушений второго порядка R_1 и R_2 (сдвиги Риделя). Синтетические сдвиги R_1 , имея те же знаки смещения, что и магистральный разлом, отклоняются от его простирания против или по часовой стрелке (в зависимости от знака смещения) на углы порядка 5–25° и образуют оперяющую его эшелонированную систему. Антитетические сдвиги R_2 противоположного знака смещения ориентированы к главному разлому под углами в интервале от 65 до 85°, располагаясь “против шерсти” к направлению смещения масс.

Структурные парагенезы обстановок транспрессии и транстенсии изучены менее обстоятельно, чем чистого и простого сдвигов. Помимо изложенных выше самых общих представлений об особенностях структуры, формирующейся в этих условиях, специальных работ по соответствующим структурным парагенезам в литературе не встречается. Вместе с тем при учете комбинированного характера обстановок нагружения в условиях транспрессии и транстенсии возникает ряд вопросов. Происходит ли в таких случаях простое сложение элементов составных структурных парагенезов или же имеет место их модификация, интерференция или даже формирование новых структурных форм? Каковы наиболее характерные особенности структурных парагенезов транспрессии и транстенсии? Каков характер их пространственного соотношения и взаимодействия? С этой целью автором было проведено тектоническое моделирование в лаборатории тектонофизики им. В.В. Белоусова Геологического факультета МГУ, которое частично дает ответы на поставленные вопросы.

Экспериментальное воспроизведение структурных парагенезов транспрессии и транстенсии. В отличие от тектонофизического, воспроизводящего формальные условия физического подобия реологических свойств, времени и скорости деформаций природных и экспериментальных материалов, тектоническое моделирование позволяет оценивать деформационный процесс на качественно-кинематическом уровне [18, 28]. Наиболее выигрышной стороной этого подхода является возможность воспроизведения конкретных тектонических структур, в том числе и реги-

онального ранга, и наблюдения за кинематикой движений, зарождением и формированием важнейших составных элементов структуры по мере развития деформации. Главным является характер нагружения экспериментального образца, который задается исходя из известных или предполагаемых геодинамических обстановок для конкретного природного геологического объекта или для определенной геомеханической ситуации. При этом подбирается или варьируется условный тип поведения материала – вязкопластичный (влажная глина), хрупкопластичный (песчано-солидоловая смесь), хрупкий (сухая глина, мука). В результате оцениваются возникающий структурный рисунок, характер и пространственное расположение отдельных структурных элементов, кинематика движений, которые сравниваются с соответствующими природными данными. Это дает некоторые ориентиры для более правильного понимания и интерпретации природных структур и приближает к пониманию особенностей структурной организации и тектонической эволюции сложно дислоцированных объемов земной коры вообще. Одновременно с этим воспроизведение при моделировании заданных геомеханических обстановок позволяет не только оценить их роль в формировании конкретной тектонической структуры, но и детализировать и углубить наши представления о механизмах деформаций в коре, уточнить структурные парагенезы этих обстановок.

Ранее автор опубликовал некоторые результаты экспериментального воспроизведения структурных ансамблей, сформированных в условиях транспрессии и транстенсии, в сопоставлении с природными данными [18]. Хотя основная цель тех экспериментов была в проверке региональных кинематических схем эволюции области сочленения варисцид Урала и Южного Тянь-Шаня, там же одновременно фиксировались и структурно-парагенетические характеристики обстановок транспрессии и транстенсии, которые здесь уместно напомнить.

В условиях транспрессии наиболее яркой особенностью одноименного структурного парагенеза можно назвать возникновение дивергентно-верной системы разрывных нарушений надвигового типа, расщепивших модельные образцы в линейно-дискретных зонах локализации деформации [18, рис. 7, 9, 12]. Все эти надвиговые нарушения одновременно имели и отчетливую сдвиговую составляющую преимущественно того же знака, как и сдвиговая компонента заданного внешнего нагружения модели. При определенных условиях возникали две сопряженные системы сколов Риделя, а также кулисные системы складок и наложенных на них трещин отрыва [18, рис. 12,а]. Над областями локализованного проявления транспрессивного сдвига неизменно возникал положи-

тельный рельеф, а в сопряженных участках происходило, как правило, синхронное компенсирующее прогибание.

Принципиально важными можно считать результаты воспроизведения обстановки транспрессии в стесненных условиях, когда латеральное перераспределение материала песчано-солидоловой смеси было ограничено стенками прибора, а ее перемещение вверх затруднено прозрачным покрытием без жесткой фиксации и с некоторым количеством груза на нем (имитация литостатической нагрузки). Нагружение образца осуществлялось за счет движения подвижных жестких штампов, на которых он располагался сверху, подобно чехлу на фундаменте, разбитом на блоки активными разломами (рис. 2,А). Поверхность трехслойного песчаного образца была присыпана равномерным слоем белой пудры, с тем, чтобы лучше видеть тонкие особенности возникающих нарушений. На определенной стадии развития деформации, когда уже сформировались области поднятий (см. рис. 2,Б), в их осевых частях, в линейных, узких зонах над “разломами фундамента”, начался интенсивный подъем песчаного материала из глубин образца, что выглядело как его активное всплывание, подобное диапиризму. При этом такое устремленное снизу вверх движение песчано-солидоловой массы было локализовано в узких линзовидных зонах, разделенных участками, где этого движения не было (там сохранился нетронутым поверхностный слой пудры). В отдельных местах на поверхность был выведен материал не только среднего, но и самого нижнего из слоев образца (см. рис. 2,В). Эти линзовидные зоны подъема материала располагались в осевых частях поднятий кулисообразно, с разворотом в соответствии со знаком смещения по каждому из линеаментов, аналогично ориентировкам трещин отрыва в зонах сдвигов. Такой вынос материала из глубин, или, можно сказать, принудительное его выдавливание в структурах растяжения, привел к расширению области поднятий и дал начало процессу дивергентного надвигообразования по ее внешним границам (см. рис. 2,Б,Г–Е). Этот же пример позволяет судить о дилатансионных явлениях, сопровождающих сдвиг в условиях транспрессии. Судя по всему, участки катакластического течения материала, приуроченные к трещинам растяжения, являются зонами объемного разуплотнения. В чередующихся с ними зонах, где этот процесс не происходил, не только сохраняется налет пудры, но местами (см. рис. 2,В) заметно возрастает ее плотность и густота по сравнению с исходной, что может быть следствием уплотнения здесь песчаного субстрата.

В этой же серии экспериментов изучались структурные парагенезы транспрессии и транстенсии в местах искривления разрывов, вдоль ко-

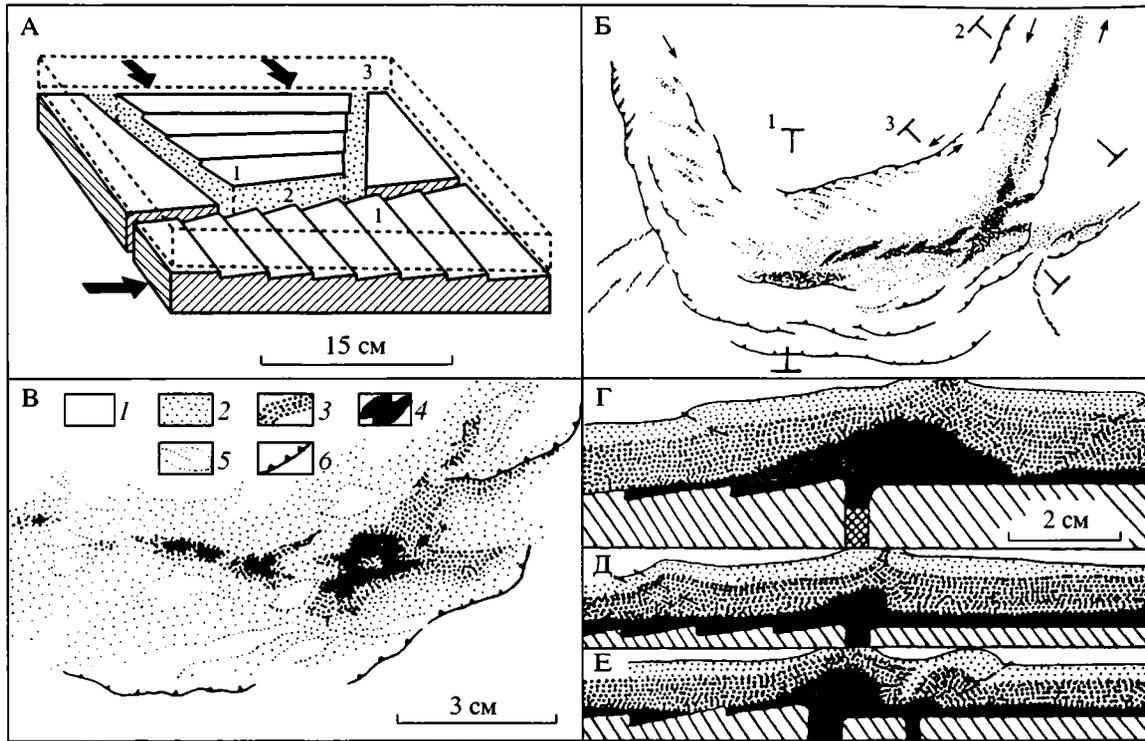


Рис. 2. Формирование транспрессивных структур в песчаной модели в стесненных условиях (пояснения в тексте)

На А – общий вид модели и характер ее нагружения (черные стрелки): 1 – подвижные штампы; 2 – поролон, заполняющий свободное пространство между подвижными штампами (точечный крап); 3 – песчаный образец (показан пунктиром).

На Б–Е – структуры в трехслойной модели покрашенного песка: Б – общий план, цифрами отмечено положение вертикальных разрезов (1 – на рис. 2,Г, 2 – на рис. 2,Д, 3 – на рис. 2,Е); В – укрупненный фрагмент центральной части рис. 2,Б: 1 – поверхность песка, присыпанная белой пудрой; 2 – песок верхнего, 3 – среднего и 4 – нижнего слоев; 5 – участки с уплотнившейся пудрой; 6 – поверхности надвигов.

На Г–Е – вертикальные разрезы образца

торых происходит сдвиг [18, рис. 16]. Реализация в этих случаях содвига или раздвига на фоне сдвига обусловила формирование характерных структур, которые можно назвать транспрессивной и транстенсивной линзами, соответственно. Первая из них представляет собой положительную горстовую структуру ромбовидной формы, ограниченную надвигами, которые имеют и сдвиговую компоненту. При этом вдоль диагональных сторон горста сдвиговые смещения носят антитетический характер, а по двум другим сторонам имеет место синтетический сдвиг. Внутри самой ромбовидной структуры в хрупком или хрупкопластичном материале, как правило, формируются кулисно эшелонированные системы трещин отрыва, пересекаемые внешними надвиговыми ограничениями. Транстенсивная линза представляет собой типичную раздвиговую структуру пулл-апарта в виде впадины, ограниченной со всех сторон системами ступенчатых сбросов, по которым фиксируются и сдвиговые смещения. Внутри впадины развиваются кулисно эшелонированные системы трещин отрыва, вдоль которых также происходят сдвиги-

вые смещения антитетического знака и сбросовые движения с нарастающей амплитудой от периферии к центру структуры.

Новая серия экспериментов по воспроизведению режимов транспрессии и транстенсии проводилась при иных способах нагружения модельных образцов. В качестве “нагружающей” силы использовалась каучуковая подложка, на которой сверху располагались образцы из влажной глины, песчано-солидоловой смеси или же из уплотненной муки. Дно прибора имело усложненный профиль, с наклоном в те или иные стороны в разных частях, таким образом, чтобы каучук мог самопроизвольно “растекаться” со скоростью, определяемой его вязкостью ($2.6 \times 10^5 - 1.2 \times 10^6$ пуаз), поперек продольной оси образца (к центру или от центра) и одновременно вдоль его противоположных сторон в правосдвиговом или левосдвиговом режиме (рис. 3). Соответственно, образец, лежащий на подложке, нагружался по транспрессивному (см. рис. 3,А) или транстенсивному типу (см. рис. 3,В) с тем или иным знаком сдвигового смещения. Изменением углов наклона разных

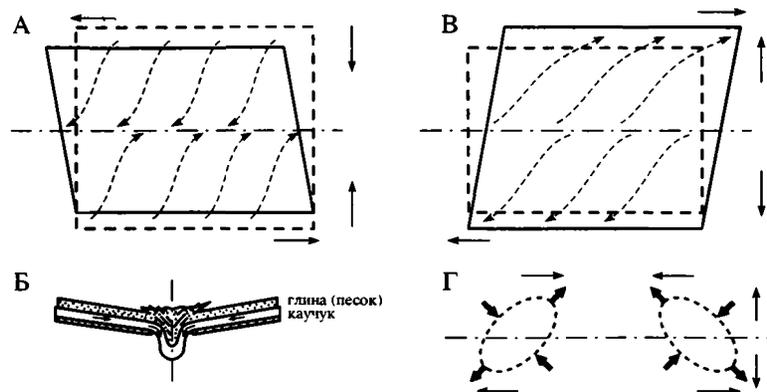


Рис. 3. Принципиальные схемы нагружения экспериментальных моделей в условиях транспрессии (А,Б) и транстенсии (В,Г)

На А – план с траекториями “растекания” материала каучуковой подложки. На Б – поперечный разрез модели. На В – план с траекториями движения материала в условиях транстенсии. На Г – схема, иллюстрирующая переориентировку главных осей эллипсоида деформации (сжатия и растяжения) при смене знака сдвигового смещения

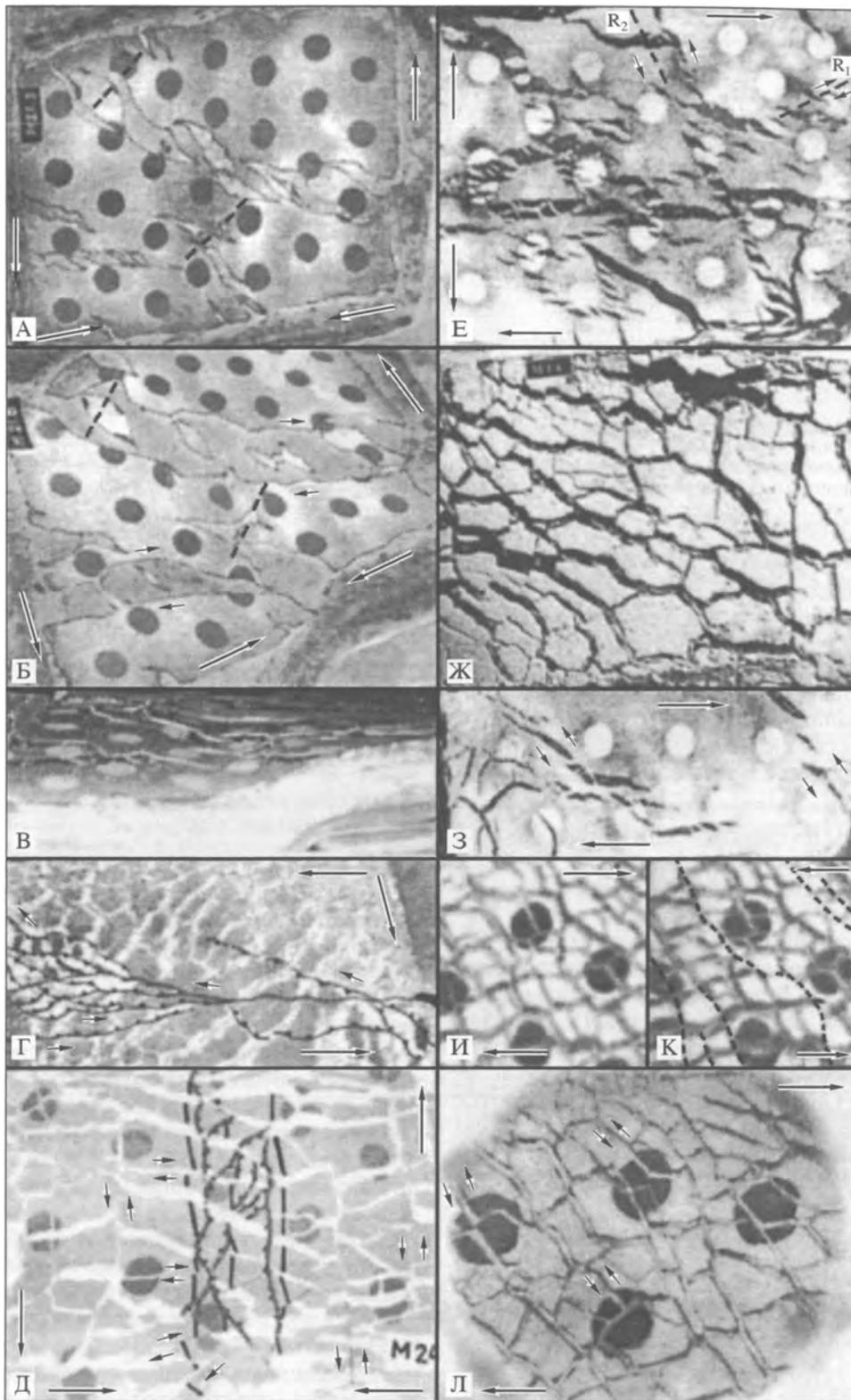
участков дна можно было регулировать соотношение доли сжатия–растяжения и сдвига в общем нагружении образца, добиваясь либо их относительно равного участия, либо доминирования в деформационном процессе одной из компонент. Отдельная серия экспериментов в условиях транстенсии была проведена со сменой знака сдвигового движения (с правосдвигового на левосдвиговый) в процессе прогрессивного развития деформации.

Эксперименты по транспрессии проводились на образцах влажной глины (влажность ~32–33%), песчано-солидоловой смеси и уплотненной муки разной мощности в условиях левого сдвига. Перед началом экспериментов на поверхности образца наносились круглые маркеры или прямолинейные маркерные линии. Первыми возникали трещины отрыва, под углом около 45° к линии магистрального сдвига, образуя в совокупности левосдвиговую кулисно эшелонированную систему (рис. 4,А,Б). Одновременно они группируются и в отчетливые ряды правосдвиговых кулис по направлению антитетических сколов Риделя R_2 . По мере развития деформации они приобретают характерную сигмоидальную форму, указывающую именно на правосдвиговую компоненту, действующую по направлению R_2 , и, в конце концов, объединяются в единую трещину этого же направления, в которой сохраняются фрагменты перемычек между исходными трещинами отрыва (см. рис. 4,Б). Сколы R_1 (см. рис. 1,Е, отчасти рис. 4,Г) проявлялись в случаях исходного прева-лирования сдвиговой компоненты над сжатием. Они, как правило, имели дивергентно-встречный наклон в двух половинах модели относительно разделяющего их магистрального сдвига.

Складчатые структуры возникали в глиняных образцах вслед за формированием систем трещин

отрыва, располагаясь эшелонированно-кулисно-образно и косо по отношению к магистральному сместителю, с разворотом по часовой стрелке в условиях левого сдвига (см. рис. 4,В). Они изгибают края трещин отрыва, усложняя их конфигурацию, но сами рассекаются сколами R_1 . По мере развития деформации они приобретали все большую асимметрию поперечного профиля, превращаясь сначала в наклонные, а затем и в дивергентно опрокинутые (относительно магистрального сдвига) формы.

С целью усиления сжимающей компоненты в одной из серий экспериментов на песчано-солидоловых и мучных образцах между двумя разнонаклонными половинами дна прибора задавался определенный зазор, позволявший “затекать” туда каучуку подложки (см. рис. 3,Б), в результате чего заметно сокращался поперечный размер модели. Сдвиговое перемещение материала вдоль продольных сторон образцов при этом оставалось прежним. Это изменение условий нагружения привело к определенным структурным последствиям (см. рис. 4,Г). По поверхностям сколов R_1 , круто падающих одна навстречу другой в двух половинах модели, вместе со сдвиговым смещением начала проявляться взбросовая компонента, а в самой осевой зоне сформировалась система надвигов дивергентно-всерного характера. Хотя поверхности надвиговых сместителей располагались внутри отдельных блоков, ограниченных трещинами отрыва, они как бы трассировались через эти границы, образуя многоярусную разветвленную систему, в которой одновременно проявлялась и левосдвиговая составляющая смещений. Это видно как по маркерам, так и по развороту блоков между смежными надвиговыми поверхностями. Компонента сжатия привела не только к формированию надвигов, но и к взаим-



новстречному, дифференцированному движению блоков по обе стороны магистрального сдвига (см. рис. 4,Д). Они, судя по показаниям маркерных меток, вклинивались один в другой, компенсируя тем самым общее сокращение поперечных

размеров модели. При этом выдерживалась правосдвиговая кинематика смещений по границам блоков, ориентированных вдоль направления R_2 , и левосдвиговая по поверхностям надвигов и сколам Риделя R_1 .

Рис. 4. Результаты экспериментов по воспроизведению транспрессии (А–Д) и транстенсии (Е–Л)

На А, Б – две последовательные стадии в формировании систем трещин отрыва в образцах влажной глины, пунктиром показаны оси складок. На В – складчатые деформации в глиняном образце (перспективный вид сбоку вдоль оси левого сдвига). На Г – структурный парагенез левосдвиговой транспрессии в песчаном образце, показаны поверхности надвигов (зубчатая линия) и трещины отрыва (белые полосы). На Д – структурный результат левосдвиговой транспрессии в мучном образце, показаны маркерные линии (сплошные, черные) и круги (темно-серые), поверхности надвигов (двойные зубчатые линии) и трещины отрыва (белые полосы). На Е – трещины отрыва в глиняном образце (черное), группирующиеся по направлениям R_1 и R_2 , белое – маркерные круги. На Ж – система трещин отрыва в глиняном образце в условиях правосдвиговой транстенсии. На З – продольные и диагональные трещины отрыва в глиняном образце (фрагмент). На И – трещины отрыва в мучном образце при правосдвиговой транстенсии. На К – структурные следствия смены знака сдвигового смещения (с правостороннего на левостороннее) в предыдущем образце; пунктиром показаны закрывшиеся трещины отрыва (структуры “сшивания”). На Л – укрупненный фрагмент мучного образца с исходно круглыми маркерами, свидетельствующими о левосдвиговых смещениях вдоль трещин отрыва, происходящих на фоне общей правосдвиговой транстенсии. Размер номерных этикеток на моделях – 4 см

Моделирование транстенсии осуществлялось по тому же принципу, что и транспрессии, но с противоположной направленностью перемещения материала при комбинированном нагружении правосторонним сдвигом на фоне растяжения, субпоперечного оси сдвига (см. рис. 3,В). Общим структурным результатом для всех трех типов использованных модельных материалов было формирование устойчиво повторяющейся от эксперимента к эксперименту системы трещин отрыва, продольных и диагональных к оси сдвига (см. рис. 4,Е,Ж). Продольные трещины, зарождаясь субпараллельными оси сдвига, практически всегда в последующем объединялись с формирующимися по соседству диагональными трещинами или же сами искривлялись за счет отклонения по диагональным направлениям собственных противоположных концов, принимая сигмоидальную форму (см. рис. 4,З). Иной способ формирования продольных трещин складывается из объединения в единую трещину кулисы мелких диагональных трещин отрыва. В том и в другом случае, судя по смещениям маркеров или же по характеру кулисного расположения исходных трещин, вдоль продольных трещинных структур одновременно с их раскрытием под действием нормальных растягивающих напряжений действовала и правосдвиговая составляющая, а вдоль диагональных трещин (см. рис. 4,Л) – левый сдвиг.

Другой принципиальный момент в формировании транстенсивного структурного парагенеза заключается в закономерностях пространственного группирования и расположения трещин отрыва. Можно видеть (см. рис. 4,Е), что их размещение в модели контролируется двумя направлениями, близких ориентировкам синтетических и антитетических сколов Риделя. Более того, характер кулисно эшелонированного расположения трещин по этим направлениям однозначно свидетельствует о совпадении кинематики движений с той, что должна проявляться при заданном внешнем нагружении модели, – правый сдвиг по направлению R_1 и левый по R_2 .

Все эти особенности формирования трещин отрыва хорошо проявляются только на начальных стадиях процесса и, главным образом, на глиняном материале. При длительном развитии процесса в глине, а в песчано-солидоловой смеси и в муке почти с начала деформации исходные кулисы трещин по двум характерным направлениям объединяются в единые трещинные системы (подобно тому, как это происходило в условиях транспрессии, – см. рис. 4,Б) ветвистого облика, разбивающие весь образец на системы линзовидных блоков, имеющих ограничения преимущественно продольных и диагональных ориентировок (см. рис. 4,Ж). Частота этих трещин и, соответственно, размер блоков определяются, как показывают эксперименты, в первую очередь, мощностью образца и в меньшей степени самим материалом. Конфигурация блоков, степень их вытянутости зависят от соотношения доли компонентов раздвига и сдвига. При доминировании раздвига преимущественно развиваются продольные трещины и блоки приобретают предпочтительное удлинение вдоль продольной оси, а в случае усиления сдвига блоки имеют наибольшие размеры в диагональном направлении. В последнем случае вместе с трещинами отрыва начинают формироваться и собственно сколы Риделя двух направлений (см. рис. 1,И).

Отдельная серия экспериментов по транстенсии проводилась с изменением в ходе деформации знака сдвигового смещения, которое приводит к переиндексации главных осей эллипсоида, – оси сжатия и растяжения меняются местами, так же, как меняется ориентировка самого эллипсоида деформации (см. рис. 3,Г). Первая половина деформационного процесса протекала при правом сдвиге по магистральному направлению, а вторая при левом сдвиге, с неизменной раздвиговой составляющей. На первой стадии сформировалась ветвящаяся система трещин отрыва, составленная из переплетения субпродольных и диагонально ориентированных фрагментов, близких направлению R_2 (см. рис. 4,И). Вдоль последних отчетливо фиксировалась антитетическая левосдвиговая компонента смещения (см. рис. 4,Л). После

смены знака сдвигового смещения по магистральному направлению произошло изменение в кинематике движений и в общей структурной картине (см. рис. 4,К). Некоторые из трещин направления R_2 стали закрываться, образуя структуры “сшивания” [9], по которым произошли сдвиговые смещения теперь уже правого знака. По своей сути и кинематике эти структуры, несомненно, являются транспрессивными. Вместе с тем часть трещин отрыва продольной ориентировки испытала еще большее раскрытие; одновременно стали возникать новые трещины диагонального направления, но уже как трещины отрыва при левом сдвиге. Этот пример показывает, что даже на фоне общей транстенсии при определенных условиях могут возникать локализованные зоны транспрессии более высокой ранговой размерности.

Обобщенная характеристика структурных парагенезов транспрессии и транстенсии. На основе результатов экспериментов и имеющихся структурных данных можно представить обобщенные структурные парагенезы режимов транспрессии и транстенсии. В условиях *транспрессии* происходит совместное проявление структурных особенностей как обстановок сжатия, так и сдвига, но в определенном и устойчивом видоизменении (см. рис. 1,Е). Надвиги и складки часто располагаются не субперпендикулярно, а под некоторым углом к направлению сжимающего усилия и одновременно к магистральной зоне сдвига, с отклонением от ее простирания против или по часовой стрелке в зависимости от знака смещения. Они имеют предпочтительное развитие в сегментах сжатия двух сдвинутых блоков. Надвиги обычно образуют дивергентно-веерную, относительно магистрального сдвига, структуру “пальмового дерева” и сами деформируются прямыми складками, ориентированными косо относительно и оси сжатия, и зоны сдвига. Принципиально важно наличие, помимо надвиговой, еще и сдвиговой компоненты смещения по этим нарушениям того же знака, что и сдвиг вдоль магистральной зоны. Надвиги часто пересекаются сопряженными сколами Риделя, при этом сколы R_1 образуют дивергентный веер относительно магистрального сдвига, а сколы R_2 обычно наклонны и образуют систему с чередованием конвергентно и дивергентно расположенных поверхностей сместителей. Трещины отрыва формируются под углом около 45° к магистральному сдвигу и имеют сдвиговую компоненту вдоль своего простирания. Одновременно они группируются в кулисно эшелонированные ряды по направлениям R_2 , в соответствии с их кинематикой.

В условиях *транстенсии*, когда преодолевается прочность материала на отрыв, но одновременно действуют и скалывающие напряжения, структурная картина иная и определяется сочетанием трещин отрыва и сдвигов (см. рис. 1,З,И).

Зарождение трещин отрыва не беспорядочно и не случайно, а контролируется несколькими характерными направлениями, определяемыми сдвиговой и растягивающей составляющими. Часть трещин отрыва располагаются субперпендикулярно направлению раздвига, в то время как их концы или отдельные трещины “прорастают” под углом и кулисно к оси сдвига, с разворотом против или по часовой стрелке, в зависимости от знака сдвигового смещения. Одновременно трещины отрыва группируются в кулисные линейные зоны по направлениям R_1 и R_2 в соответствии с кинематикой смещений по ним. Компоненты сдвига фиксируются также и вдоль простирания каждой из этих трещин отрыва. По мере развития деформационного процесса отдельные трещины в кулисных рядах соединяются, в целом образуя ветвисто-ячеистую сеть. Морфологическая картина формирующейся структуры закономерно меняется в зависимости от соотношения долей сдвиговой и растягивающей компоненты: при приоритете раздвига преобладают трещины, субпараллельные оси сдвига, определяющие предпочтительный размер блоков в том же направлении. Наоборот, при усилении сдвига лучше выражены диагональные трещины отрыва и проявляются сколовые смещения по двум сопряженным направлениям Риделя (см. рис. 1,И).

В целом можно констатировать, что структурные парагенезы транспрессии и транстенсии представляют собой не просто комбинацию структурных элементов чистого и простого сдвига, а интегральный результат взаимодействия этих типов деформации (см. рис. 1,А,Б,Е,З,И). Структурные элементы чистого сдвига как бы разворачиваются за счет простого сдвига в соответствии с его знаком смещения и занимают положение, соответствующее элементам структурного парагенеза последнего. Например, сопряженные диагональные сколы превращаются в сколы Риделя, а оси складок и поверхности надвигов и сбросов разворачиваются относительно магистрального сдвига в соответствии с ориентировкой эллипсоида деформации. Следствием этого же можно считать проявление сдвига вдоль трещин отрыва, а также наличие сдвиговой компоненты вдоль надвигов или сбросов, чего не бывает при собственно чистом и простом сдвиге.

ЛАТЕРАЛЬНАЯ И ВЕРТИКАЛЬНАЯ СТРУКТУРНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ЗОН ТРАНСПРЕССИИ

В силу специфики происхождения (геомеханическая обстановка комбинационного типа) и характерного строения (“структура пальмового дерева”) зоны транспрессивных сдвигов обладают определенной латеральной и вертикальной структурной зональностью. Это выражается в за-

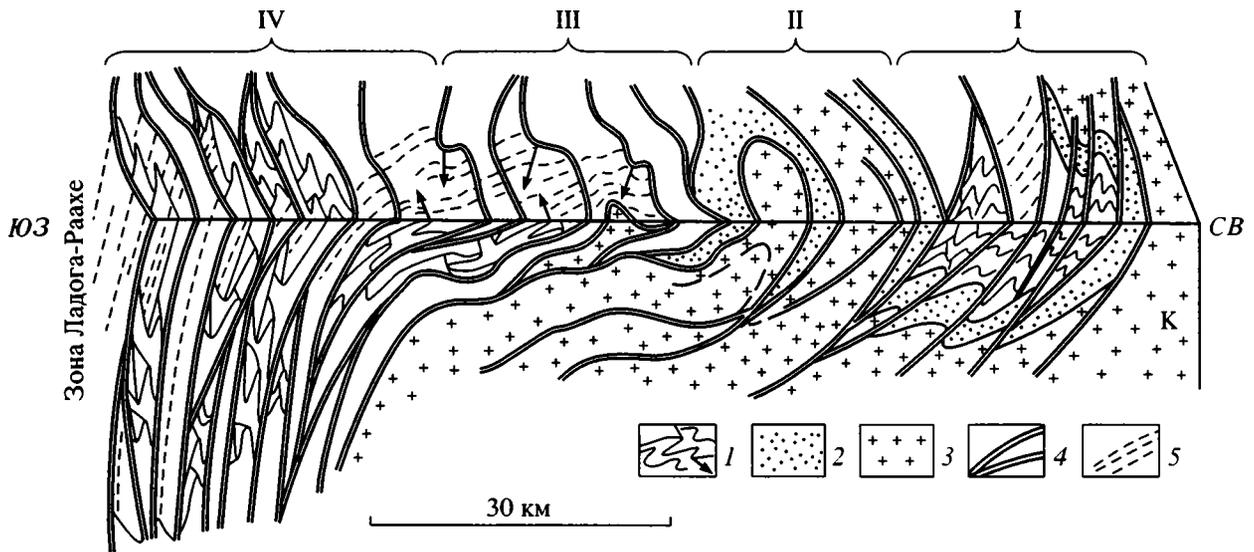


Рис. 5. Схематический принципиальный структурный профиль поперек Саво-Ладожской зоны свекокарелид (Северное Приладожье). Вертикальный и горизонтальный масштабы сопоставимы

1 – ладожский комплекс и складчатые структуры в нем; 2 – отложения ятулия и сортавальской серии; 3 – гранито-гнейсы архейского фундамента; 4 – поверхности разрывных нарушений, 5 – линейность. К – Карельский массив. Римскими цифрами обозначены внутренние структурно-тектонические зоны, по [27]: I – Янисъярвинский синклиниорий, II – Сортавальско-Питкярантская область поднятий, III – пояс покровных структур, IV – пояс линейной складчатости

кономерном изменении пространственных ориентировок структурных элементов, их морфологических типов, стиля деформаций, типов реологического поведения деформируемого материала. Такой зональный характер развития процессов деформационно-вещественных преобразований приводит к сложно неоднородному трехмерному строению крупных зон транспрессии в земной коре. Наличие или отсутствие тех или иных элементов зональности обычно определяется глубиной эрозионного среза в пределах различных блоков соответствующего объема коры. Проиллюстрировать и пояснить все это можно на примере Саво-Ладожской зоны свекокарелид Северного Приладожья [15] и привлекая обобщенную информацию из литературных источников.

Латеральная зональность. Она определяется изменчивостью структурного стиля как поперек простирания, так и по простиранию зоны транспрессионного сдвига Ладога-Раахе, совпадающей с осевой частью складчатого пояса свекокарелид, что позволяет выделять и поперечный, и продольный типы латеральной зональности.

Поперечная зональность здесь связана с различием в структуре фронтальных и осевых частей пояса, разделенных промежуточной областью со своей собственной спецификой строения. В направлении с северо-востока на юго-запад некоторыми исследователями [27] выделяются четыре полосы с заметно различным стилем строения, которым придается смысл самостоятельных структурно-тектонических зон (рис. 5). Зона, не-

посредственно примыкающая с юго-запада к Карельскому массиву (Янисъярвинский синклиниорий), охватывает область относительно низкотемпературных метаморфических преобразований (зоны граната, биотита, ставролита) и характеризуется умеренно наклонным залеганием основных структурных элементов. Разрывные нарушения, оцениваемые по кинематическим признакам как надвиги с левосдвиговой компонентой, наиболее интенсивно проявлены в зоне непосредственного контакта комплекса свекокарелид с Карельским массивом и ориентированы, как правило, под углом к этой границе [21, рис. 1]. Слоистость сминается сжатыми, опрокинутыми в сторону массива складками и частично затушевывается кливажем и деформационно-метаморфической полосчатостью. Следующая структурно-тектоническая зона включает Сортавальско-Питкярантскую область поднятий фундамента, охватывающую периферийную часть ультраметаморфического фронта. Для нее характерно сочетание наклонных и пологих разрывно-складчатых структур, которыми затронуты не только породы раннепротерозойского чехла, но и реоморфизованный архейский фундамент. Благодаря покровно-надвиговым движениям последний был выведен здесь на один эрозионный уровень с образованиями чехла и теперь находится в тектоническом чередовании с ними. Для большинства таких нарушений устанавливаются признаки одновременно проявленной левосдвиговой компоненты смещений. В пределах этой области отмечается заметно различ-

ная степень реоморфизма пород фундамента, которая вписывается в общую зональность нарастания степени деформационно-вещественных преобразований с севера на юг. Это проявляется не только в увеличении к югу объемов собственно ремобилизованных гранитов, но и в возрастной степени нарушенности изотопных систем горных пород в этом же направлении [31, 39].

Полоса выступов фундамента южнее переходит в пояс покровов, для которого характерно развитие почти субгоризонтальных структур покровно-складчатого парагенеза. Приуроченность к зоне ультраметаморфизма определяется характерная для этого пояса повышенная подвижность вещества, сближение по составу гранитизированных пород супракрустального комплекса и ремобилизованного фундамента, предельная степень их совместных деформационно-вещественных и текстурных преобразований, практически уничтоживших первичную расслоенность, сближенность многочисленных разрывных поверхностей. Переход к следующей структурной зоне – “поясу линейной складчатости”, по В.А. Глебовицкому [27], происходит постепенно, но в весьма суженной полосе. Пологие залегания довольно быстро сменяются сначала умеренно наклонным к югу, а затем крутым и субвертикальным положением разрывов, осевых поверхностей складок, линейности, гранитных и пегматитовых тел. Степень метаморфических преобразований здесь местами достигает уровня гранулитовой фации.

Продольная зональность связана с различиями в условиях нагружения объемов пород в разных квадрантах блоков коры, разделенных магистральным сдвиговым нарушением зоны Ладога-Раахе [15, рис. 1]. Если в пределах Питкярантской группы выступов фундамента на юго-востоке зоны складчато-надвиговые структуры имеют амплитуды в десятки и сотни метров и затрагивают полосу шириной в первые километры, то в направлении на северо-запад они заметно расширяются и возрастают по амплитудам перемещений: в Сортавальской группе выступов покровно-складчатые структуры развиты уже в полосе в десятки километров, а на территории Финляндии они охватывают область шириной более сотни километров (покровы Оутокумпу). В подтверждение этого эксперименты как раз показали (см. рис. 4,Г) более широкое развитие надвигов именно в сегментах сжатия на двух диагонально противоположных участках моделей. Судя по всему, сегменты растяжения тоже должны отражаться в структурных особенностях, например, в локализации роев даек, интрузивных тел, метасоматических процессов, наложенных синкинематических впадин. К сожалению, надежных данных на этот счет пока нет.

Вертикальная зональность. Этот тип зональности связан как с различиями в строении толщ на разных уровнях-срезах единой мегаструктуры “пальмового дерева”, так и со структурными вариациями, обусловленными особенностями протекания деформационных процессов на разных глубинах в результате закономерной изменчивости температуры, литостатического и флюидного давления, скоростей и механизмов деформаций [23, 47]. Это можно проследить на примере структурной зональности зонально метаморфизованной (от низов зеленосланцевой до гранулитовой фации) ладожской серии, где можно выделить несколько уровней глубинности. Первый уровень, собственно приповерхностный (5–7 км глубины), в условиях небольшой литостатической нагрузки и невысоких температур самых низов зеленосланцевой фации (зоны биотита-граната), характеризуется умеренной интенсивностью складчатых деформаций, дискретностью проявления текстурных перестроек кливажного типа, широким развитием хрупких сколовых нарушений. Разрывные нарушения, складки, деформационные плоскостные текстуры имеют преимущественно круто наклонное положение [21, рис. 2]. Деформация в разрывных зонах этого уровня глубинности часто приводит к формированию несвязных продуктов разрушения пород – брекчий, псевдоталилитов, которые, как известно, формируются в “сухих” условиях, на глубинах более 1 км [47]. Ниже этого уровня, где происходит постепенное выполаживание разрывных нарушений и сопряженных с ними других структурных элементов, по мере нарастания литостатической нагрузки и температуры (зона ставролита) меняется и тип деформационного поведения пород. Здесь в зоне перехода к собственно зеленосланцевой фации (от 5 до 10–12 км) и, соответственно, в область хрупкопластического типа поведения материала смещения по разрывам сопровождаются преимущественно катакlastическим сдвиговым течением, в результате чего широкое развитие получают тектониты катакlastических серий обычно с неупорядоченными текстурами.

Далее в зонах силлиманита и ультраметаморфизма, где доминируют собственно пластические деформации, породы самого разного состава, в том числе супракрустальные образования чехла и кристаллического реоморфизованного фундамента, приобретая повышенную подвижность и податливость, сближаются по своим деформационным свойствам и совместно участвуют в преимущественно пологих складчато-разрывных структурах. В результате именно на этом уровне глубинности проявлена чрезвычайно сложная структурная ситуация, характерная для зон ультраметаморфизма вообще, когда разделение образований чехла и фундамента крайне затруднено.

Доминирующий здесь пластический тип деформационного поведения материала определяется таким соотношением всестороннего и флюидного давления с температурным режимом, когда сопротивление трению при скольжении по сколовым поверхностям превышает предел пластичности кристаллического вещества горных пород [47]. Здесь вступают в силу механизмы внутрикристаллической пластичности, диффузионной миграции границ зерен, растворения под давлением, перекристаллизации, которые определяют податливое, пластичное поведение материала. Переход к пластичности чувствителен к водно-флюидному режиму толщ, особенно обогащенных кварц-полевошпатовыми компонентами: повышенная концентрация воды здесь действует как пластифицирующий агент, заметно уменьшающий прочность и увеличивающий податливость пород деформации процессами гидролитического ослабления. Именно поэтому в зоне ультраметаморфизма проявлена такая повышенная интенсивность деформаций, что часто создается впечатление течения материала пород; здесь также возрастает роль связанных деформаций и широкое развитие получают сланцеватые породы, милонитовые и бластомилонитовые серии. Считается, что переход к пластичному типу поведения вещества при нормальном геотермическом градиенте в 25–30°С/км соответствует глубинам 12–15 км, а при повышенных градиентах теплового потока в складчатых областях, к каким относится и Саво-Ладожская зона, поднимается на более приповерхностные уровни.

Ниже происходит переход к собственно “стволу пальмового дерева”, где локализуются разрывно-складчатые деформации субвертикального плана. Здесь в условиях стесненного пространства деформация реализуется, с одной стороны, путем механического выдавливания материала к поверхности (субвертикальное расплющивание, разлинзование толщ, протрузии магматитов), а с другой – посредством дислокационных процессов, сопровождаемых перераспределением материала и дилатансионными явлениями. Именно здесь среди пород ультраметаморфического ряда появляются тектонически обособленные блоки и линзы пород гранулитовой фации, которые условно можно считать своеобразными протрузиями глубинных нижнекоровых образований.

Вопрос предельной глубины проникновения и характера строения зон транспрессии в низах коры остается дискуссионным. Предполагается, что “ствол пальмового дерева” с глубиной должен значительно расширяться [47], а его субвертикальное положение, характерное для срединных частей коры, должно постепенно сменяться все более выполаживающимся в ее низах, вплоть до слияния с границей верхней мантии [23]. Однако некоторые геофизические данные по глубинному

строению зоны Ладога–Раахе [40], Беломорско-Лапландской шовной зоны [35, рис. 5, 6] и других линеаментов свидетельствуют, что субвертикальное положение таких “сквозькорových” нарушений сохраняется неизменным до глубин порядка 50–60 км, т.е. практически до поверхности Мохоровичича.

Линейные элементы как индикаторы кинематики движений в системе латеральной и вертикальной зональности зон транспрессии. Характер и направленность перемещения материала в зонах транспрессии определяются условиями нагружения, уровнем глубинности и реологией вещества и взаимосвязаны с вертикальной и латеральной структурно-деформационной зональностью. Это перемещение зафиксировано многими структурными элементами, но в целом о нем можно судить по ориентировкам линейных элементов, как это видно на примере ладожской серии (см. рис. 5). В зоне, соответствующей “стволу пальмового дерева” (зона IV), в условиях стесненного пространства перемещение материала происходит в основном вверх, в сторону дневной поверхности, поэтому линейность растяжения здесь обычно субвертикальна. Сдвиговая составляющая обуславливает формирование асимметричных складок с субвертикальными шарнирами, совпадающими с линейностью. Неравномерность перемещения выдавливаемого вверх материала приводит также к формированию асимметричных складок с пологими, субперпендикулярными линейности, шарнирами и крутыми осевыми поверхностями.

Ближе к поверхности (зоны III, IV), где литостатическая нагрузка играет намного меньшую роль, направленность движения деформируемого материала зависит от соотношения сдвиговой и сжимающей составляющих. Надвиговая компонента определяет положение линейности по направлению падения–восстания поверхностей сместителей, а одновременно действующий сдвиг разворачивает ее на некоторый угол в ту или иную сторону, в зависимости от знака смещения. Для этой ситуации характерны также две разноориентированные системы складок, по отношению к которым линейность растяжения занимает различное положение. Одни из них сопряжены с покровно-надвиговыми разрывами, совпадающими с их осевыми поверхностями, и располагаются субпараллельно фронту надвигов; линейность субперпендикулярна их шарнирам. Другие, прямые, обусловлены собственно сдвиговой компонентой и накладываются на первые под острым углом, образуя в плане кулисно эшелонированные ряды, соответствующие знаку смещения. Линейность располагается под острым углом к их шарнирам, перегибаясь через последние и испытывая при этом значительное рассеивание не по азимутам, но по углам погружения.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПАРЫ И СИСТЕМЫ, ИЕРАРХИЧЕСКОЕ СОПОДЧИНЕНИЕ РЕЖИМОВ ТРАНСПРЕССИИ И ТРАНСТЕНСИИ

Деформационно-вещественные преобразования пород в эволюционирующей геодинамической системе обычно происходят под контролем компенсационного фактора. Привычный для нашего восприятия сопряженно-компенсированный характер проявления в едином объеме сжатия и растяжения, компрессии и декомпрессии предполагает такое же сбалансированное соотношение процессов транспрессии и транстенсии. Это позволяет выделять как по латерали и/или вертикали, так и рангово-иерархически геодинамические пары или геодинамические системы с согласованным проявлением в объеме режимов транспрессии и транстенсии.

В недавних публикациях [16, 18] автором был показан транспрессионный характер строения и эволюции комплекса варисцид области сочленения структур Урала и Южного Тянь-Шаня (хребет Султан-Увайс). Там же отмечалось сопряженное с формированием мощной зоны транспрессионного сдвига развитие синтетектонических впадин компенсационного характера как в пределах самого хребта (впадин типа “пулл-апарта”), так и на его непосредственной северной окраине, где они образуют кулисно эшелонированный ряд [16, рис. 2,а]. Эти впадины, располагаясь между структурами “пальмового дерева”, демонстрируют рангово-иерархическое подчинение обстановок локального транстенсивного растяжения в целом транспрессионной мегаструктуре хребта. Помимо этого, синхронно с проявлением транспрессии в пределах хребта (ранний карбон) севернее происходило раскрытие Бельтау-Кураминского рифтогенного прогиба [1], что позволяет уже на более крупном ранговом уровне увязывать то и другое в единую геодинамическую пару латеральной направленности и сопряженно-компенсированного характера.

Другим примером подобного рода может служить пространственное и геодинамическое соот-

ношение крупнейших геоструктурных единиц Балтийского щита: Саво-Ладожской зоны свежкокарелид, Карельского массива, Беломорско-Лапландского пояса и Кольского мегаблока (рис. 6,А). Ранее автором было показано сходное строение (по типу структур “пальмового дерева”) и синхронность эволюции в транспрессионном режиме двух из этих геоструктурных единиц – Саво-Ладожской зоны и Беломорско-Лапландского пояса [15]. Установлено, что в них во временном интервале 2.0–1.75 млрд. лет (карельский тектогенез) происходили деформационные события транспрессионного характера с однотипным разделением на две кинематические стадии: сначала левосдвиговой кинематики, а позже – правосдвиговой. С учетом компенсационного фактора здесь также встает вопрос о сопряженном проявлении согласованных тектонических деформаций в обстановке транстенсии. Таким парным геодинамическим элементом для каждой из этих зон транспрессии мог быть Карельский массив, а все вместе они могли составлять единую геодинамическую систему, состоящую из двух краевых областей с транспрессионным режимом эволюции и разделяющей их областью транстенсивного типа.

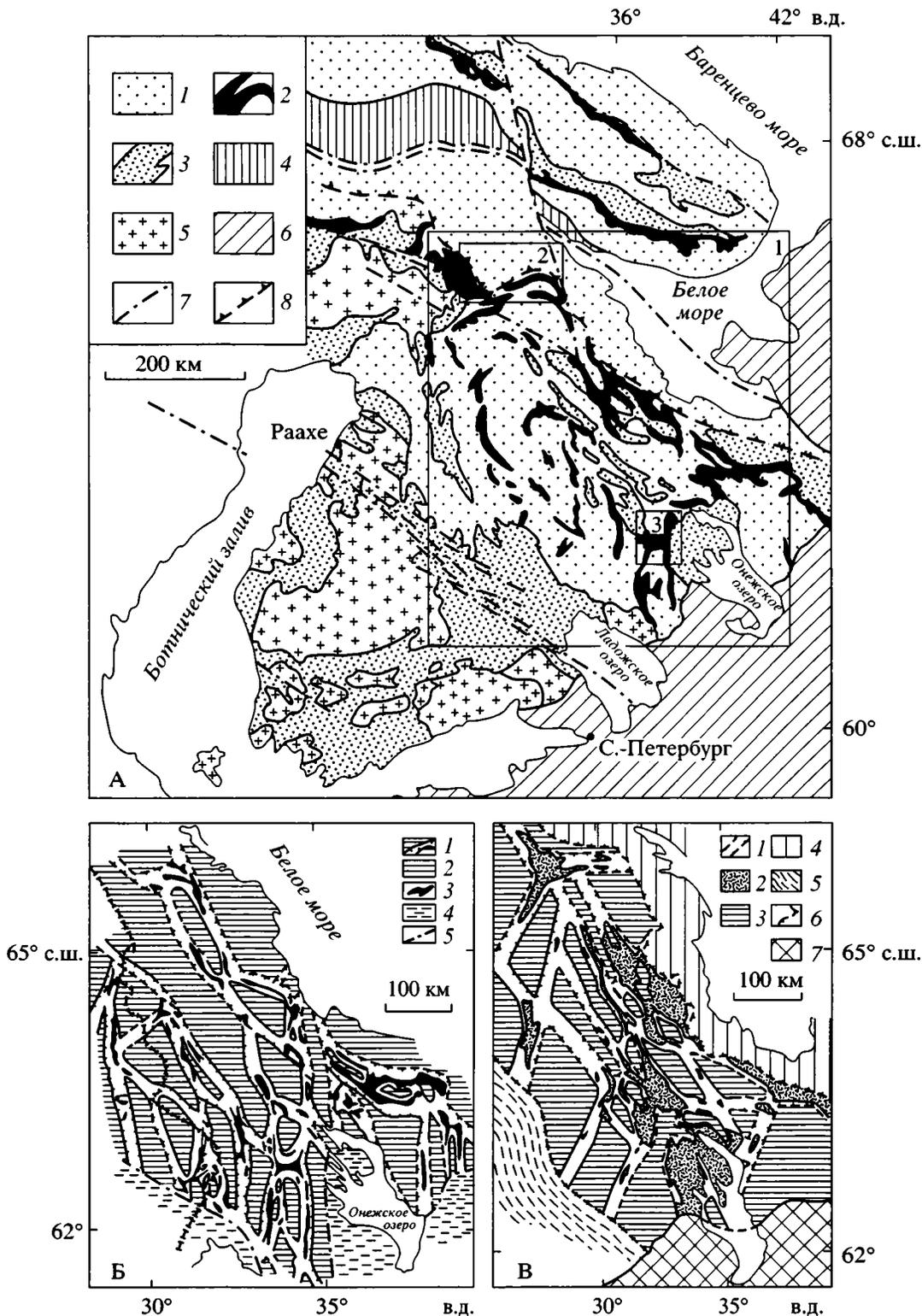
На первой кинематической стадии, когда в обеих зонах транспрессии имел место левый сдвиг, область между ними, занятая Карельским массивом, должна была находиться в состоянии правосдвиговой транстенсии. Из экспериментов следует, что результатом такого типа нагружения объема является вполне характерная линзовидно-ветвистая система структур растяжения, заполняющая объем между двумя субпараллельными магистральными сдвигами (см. рис. 4,Е,Ж). Сравнение этого структурного рисунка с природной системой трогов сумий-сариолий-ятулийского возраста, проявленной в пределах Карельского массива (см. рис. 6,В), показывает их значительное сходство и одинаковую ориентировку относительно краевых магистральных сдвигов, указывающую на правосдвиговую компоненту. В деталях сходство дополняется еще рядом характерных черт: и природный, и экспериментальный структурные рисунки составлены из сочетаний

Рис. 6. Схемы строения восточной части Балтийского щита

На А – общая схема строения, по данным работ [2, 11, 32 и др.]: 1 – саамиды (AR_{1+2}); 2 – лопиды (AR_2); 3 – свежкокарелиды (PR_1); 4 – лапландские гранулиты; 5 – граниты; 6 – постсвежкокарелиды; 7 – разломы; 8 – надвиги. Прямоугольниками показано местоположение участков: 1 – рис. 6,Б и 6,В, 2 – рис. 7,А, 3 – рис. 7,Б.

На Б – схема реконструкции зеленокаменных трогов лопийского времени в пределах Карельского массива (по С.И. Рыбакову и др. из работы [2] с небольшими изменениями): 1 – границы реконструированных зеленокаменных трогов; 2 – тоналит-гранитные ассоциации инфракристалльного комплекса архея; 3 – метабазиты зеленокаменных трогов; 4 – ранний протерозой и 5 – его границы.

На В – схема реконструкции раннепротерозойских трогов в пределах Карельского массива; составлена автором на основе геологической карты из работы [11]: 1 – границы реконструированных раннепротерозойских трогов; 2 – супракристалльные толщи сумия, сариолия и ятулия, нерасчлененные; 3 – архейский кристаллический фундамент; 4 – беломорский комплекс архея; 5 – комплекс свежкокарелид Саво-Ладожской складчатой зоны; 6 – границы Карельского массива со смежными складчатыми поясами; 7 – платформенный чехол



продольных и диагональных структур растяжения. При этом сама конфигурация блоков фундамента и облекающих их трогов близка очертаниям таковых в эксперименте (рис. 7). В экспериментах в пределах единых трещин, возникших за

счет объединения кулисно эшелонированных систем исходных трещин отрыва, часто сохраняются фрагменты бывших перемычек между последними (см. рис. 7,В), которые могут быть аналогами часто встречаемых внутри реальных трогов

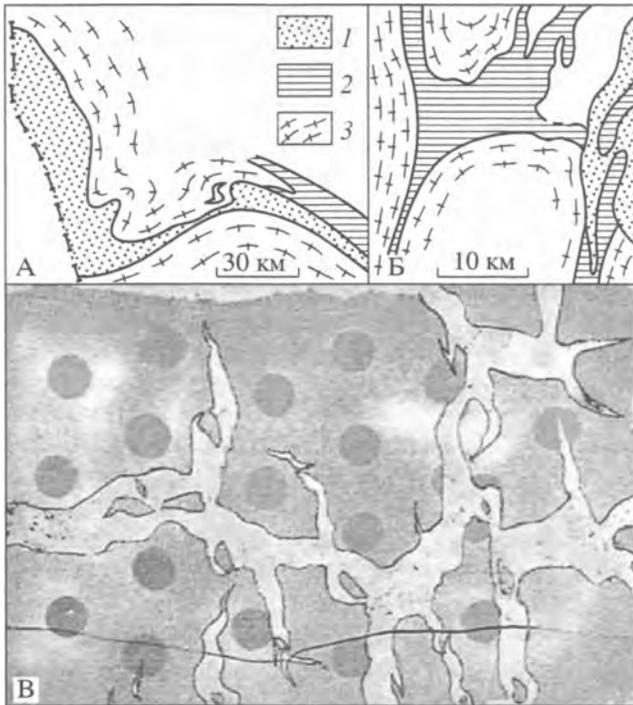


Рис. 7. Сопоставление морфологии некоторых трогов Карельского массива (А,Б, местоположение см. на рис. 6) и экспериментальных структур (В): А, по [30], – трогов Северо-Карельской зоны; Б, по [11] с упрощением, – Семченская система трогов; В – система структур растяжения в образце влажной глины, возникшая в условиях правосдвиговой трансенсии
1–2 – отложения, слагающие трого: 1 – сумия, сариолия и ятулия, нерасчлененные, 2 – лопия, 3 – комплекс кристаллического фундамента

Карельского массива изолированных останцов кристаллического фундамента (см. рис. 7,Б,В).

Вторая кинематическая стадия, правосдвиговая в краевых транспрессивных зонах, в пределах Карельского массива была, соответственно, левосдвиговой. Смена знака сдвигового смещения имеет следствием переориентировку и переиндексацию главных осей эллипсоида деформации (см. рис. 3,Г): оси максимального удлинения и максимального укорочения меняются местами (сжатие на растяжение и наоборот). Это должно привести, как показывают эксперименты (см. рис. 4,И,К), к совершенно определенному структурно-деформационному результату по характерным направлениям в системе, находящейся в трансенсивной обстановке нагружения. Трогои продольной или близкой к ним ориентировки (по направлению R_1) продолжают раскрываться, может быть, с некоторым изменением своей конфигурации, о чем в определенной степени свидетельствует, например, картина площадного соотношения сумий-сариолийских (нерасчлененных) и ятулийских трогов [11, рис. 1]. Вместе с тем по

этому же направлению действуют левосдвиговые смещения, отмеченные в некоторых трогох подобной ориентировки (например, Северо-Карельская зона) “S”-образными изгибами самих трогов [30, рис. 4], а внутри них кулисными системами приразломной складчатости [30, рис. 9]. Они также проявляются в ряде структурно-кинематических признаков, свидетельствующих о реальных сдвиговых движениях с левознаковой кинематикой, локализованных в узких дискретных зонах [6]. Трогои, заложенные на первой стадии по диагональным направлениям структур растяжения или же по направлению R_2 , попадая на второй стадии в обстановку сжатия, начинают раздавливаться с образованием структур сшивания (см. рис. 4,К), и вдоль них реализуется правосдвиговое смещение, антитетическое по отношению к знаку магистральных сдвигов. Проявление таких правосдвиговых смещений в локализованных зонах деформации устанавливается, например, для трогов района Гирваса [7].

Помимо действия сдвиговой компоненты вдоль структур растяжения регионального масштаба, можно показать ее широкое проявление и в более локальных обстановках. Картирование роев базитовых даек, прорывающих гранито-гнейсовый субстрат в Северном Приладожье или же в пределах Кольского мегаблока, показывает, что на фоне образующих ими, например, левосдвиговых кулисно эшелонированных систем сами дайки имеют общую “зубчатую” конфигурацию или апофизы, свидетельствующие о проявлении вдоль них, наоборот, правосдвиговых смещений (рис. 8,А,Б). Движения вдоль самих даек также бывают отмечены смещением некоторых маркеров во вмещающем их субстрате (см. рис. 8,В).

Обращаясь к рассматриваемой геодинамической системе в целом, действовавшей в восточной части Балтийского щита в раннем протерозое, отметим известную разницу в структурно-деформационных стилях между комплексами Саво-Ладожской зоны свекокарелид и Беломорско-Лапландского пояса, с одной стороны, и одновозрастными им троговыми комплексами Карельского массива. В первом случае деформации проявлены отчетливо ареально, с определенной структурной зональностью относительно осевых зон этих геоструктурных подразделений и со значительной ремобилизацией и переработкой выступов архейского основания. Во втором случае карельские деформации проявлены преимущественно в пределах трогов или же в их непосредственном обрамлении в архейском фундаменте и имеют отчетливо выраженный дискретно локализованный характер. Эти различия как раз могут, на наш взгляд, определяться разницей в типах нагружения среды, соответствующих обстановкам транспрессии и трансенсии.

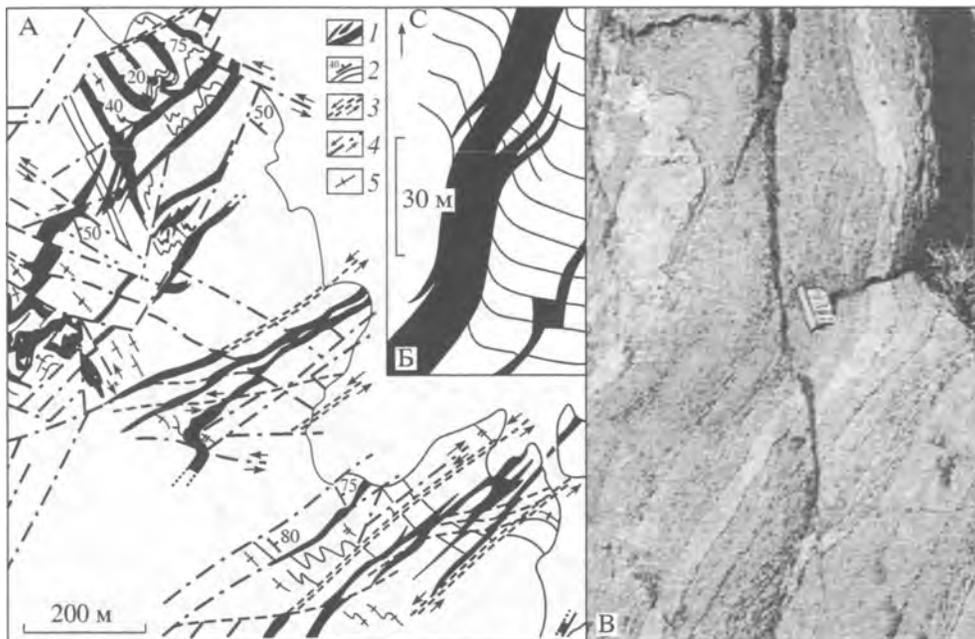


Рис. 8. Раннепротерозойские дайки метабазитов в архейских гранито-гнейсах кольской серии: А – рои даек, образующие левосдвиговую кулису по отношению к разлому Колмозеро-Воронье (Кольский п-ов); Б – морфология отдельной даек, свидетельствующая о правосдвиговых смещениях вдоль их простирания; В – фото дайки метабазитов в архейских гранито-гнейсах с правосдвиговым смещением вдоль ее простирания. Номерной знак для масштаба – 5 см.

Для А: 1 – дайки метабазитов; 2 – расслоенность гнейсов и элементы ее залегания; 3 – зоны пластичных сдвигов и их кинематика; 4 – прочие разломы и их кинематика; 5 – гранито-грейсы

В пределах рассматриваемой области также существует система позднеархейских лопийских трогов, заполненных вулканогенно-осадочными образованиями (см. рис. 6,Б), и структурный рисунок этой системы практически идентичен рисунку раннепротерозойской системы трогов (см. рис. 6,В). Известно, что магистральные линейменты карельской эпохи тектогенеза (линейментные зоны Ладога–Раахе и осевой шов Беломорско-Лапландского пояса) действовали как граничные нарушения еще в архее [12, 43]. Транспрессивный режим развития на архейском этапе эволюции по крайней мере одного из них, второго из указанных, можно выявить, исходя из опубликованных структурных и геологических данных [12, 35]. Это позволяет предполагать, что и в позднем архее рассматриваемая территория развивалась как единая геодинамическая система, имевшая сходное с раннепротерозойским сочетание транспрессии и транстенсии.

Приведенные выше факты должны иметь некий объединительный мотив, который может заключаться, на наш взгляд, в источниках и движущих силах рассматриваемой геодинамической системы. В данной ситуации необходимо такое сбалансированное и совместимое проявление эндогенных процессов, которое обеспечит синхронное действие и сочетание обстановок сжатия и растяжения, разнонаправленных сопряженных

сдвигов, подъем и опускание материала, латеральное перераспределение вещества, т.е. всех тех особенностей, которые выявляются в действительности. В качестве допустимых вариантов можно рассматривать либо систему конвективных ячеек внутрикорового и/или литосферного ранга, или же систему плюмов. Плюмовая модель была предложена недавно для рассматриваемой территории Е.В. Шарковым [32, рис. 8]. В качестве альтернативной можно предложить конвективную модель, основанную на сочетании одноярусных или двухъярусных конвектирующих ячеек [3, 33], которая согласуется с регулярным чередованием объемов, подверженных сжатию и растяжению (рис. 9). Под Карельским массивом при этом должны были функционировать две ячейки с расходящимися потоками конвектирующего вещества, обеспечивающие обстановку транстенсии. По обе стороны каждой из зон транспрессии, соответственно, могли действовать сходящиеся потоки сопряженных ячеек. Эта основанная на реальных кинематических данных конвективная модель эволюции докембрийской коры и литосферы значительной части Балтийского щита позволяет объяснить не только согласованное проявление транспрессивных и транстенсивных режимов и структур, но и составить представление о размерах, возможно, действовавших конвективных ячеек. Если предложенное

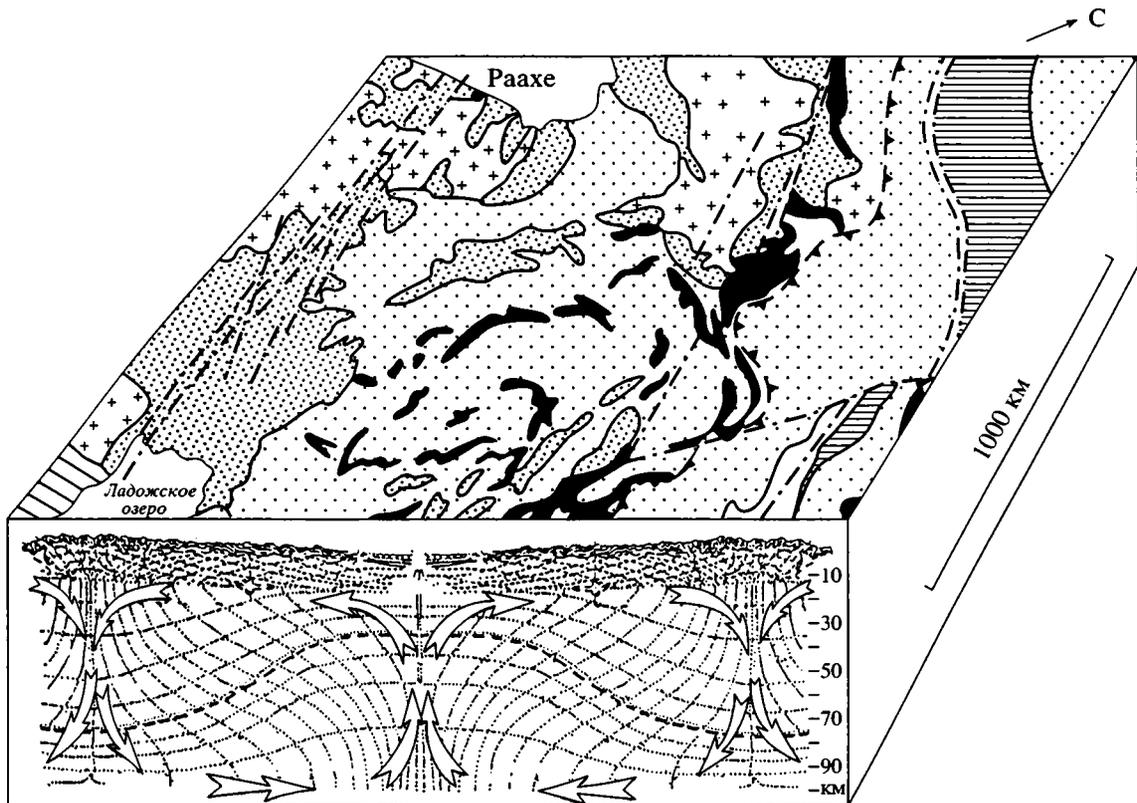


Рис. 9. Конвективная геодинамическая модель, определяющая согласованное проявление обстановок транспрессии и транстенсии в объеме коры восточной части Балтийского щита

Рисунок в горизонтальной плоскости соответствует части рис. 6, условные обозначения те же; в вертикальной – дан по работе [33, с упрощением], где стрелками показаны траектории перемещения вещества, а точечными линиями ограничены элементарные ячейки конвектирующего материала, первоначально квадратной формы

толкование происхождения систем трогов позднего архея и раннего протерозоя допустимо, то открывается вопрос о продолжительности функционирования конвективных ячеек и устойчивости эволюции в пространстве единой геодинамической системы. Из рассматриваемого примера следует, что такая система действовала в пределах одного объема как минимум весь поздний архей и ранний протерозой.

СЛЕДСТВИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ РЕЖИМОВ ТРАНСПРЕССИИ И ТРАНСТЕНСИИ

Структурообразование в условиях транспрессии и транстенсии, помимо рассмотренных аспектов, включает еще целый ряд достаточно принципиальных моментов, которые заслуживают специального подробного рассмотрения и изучения. Здесь же только обозначаются и кратко характеризуются наиболее важные из них.

Компрессионно-декомпрессионный механизм деформационно-вещественных преобразований. Проявление сдвиговой составляющей в режимах транспрессии и транстенсии, в соответствии с объемным фактором деформации, неизменно со-

провождается дилатансией среды [22], которая, будучи знакопеременной величиной, определяет возникновение сопряженных и взаимно компенсирующих зон компрессии (уменьшение объема) и декомпрессии (увеличение объема). В разделе, посвященном экспериментам, было показано развитие подобных процессов в песчано-солидных смесях в условиях транспрессии: на поверхности образца вдоль транспрессивного шва происходило активное взаимодействие и сложное чередование участков уплотнения и разуплотнения деформируемой среды (см. рис. 2). Результаты другого эксперимента в сходных условиях [41] позволяют представить характер распределения таких же участков в вертикальном разрезе вдоль дивергентно-веерной разрывной структуры (рис. 10). Это показывает всю сложность трехмерного распределения в объеме зон и участков с уплотняющейся и разуплотняющейся в процессе деформации средой. Сосуществование и взаимодействие объемов дилатирующей среды, находящихся в состоянии компрессии и декомпрессии, имеет серьезные структурные следствия и позволяет связать в единый компрессионно-декомпрес-

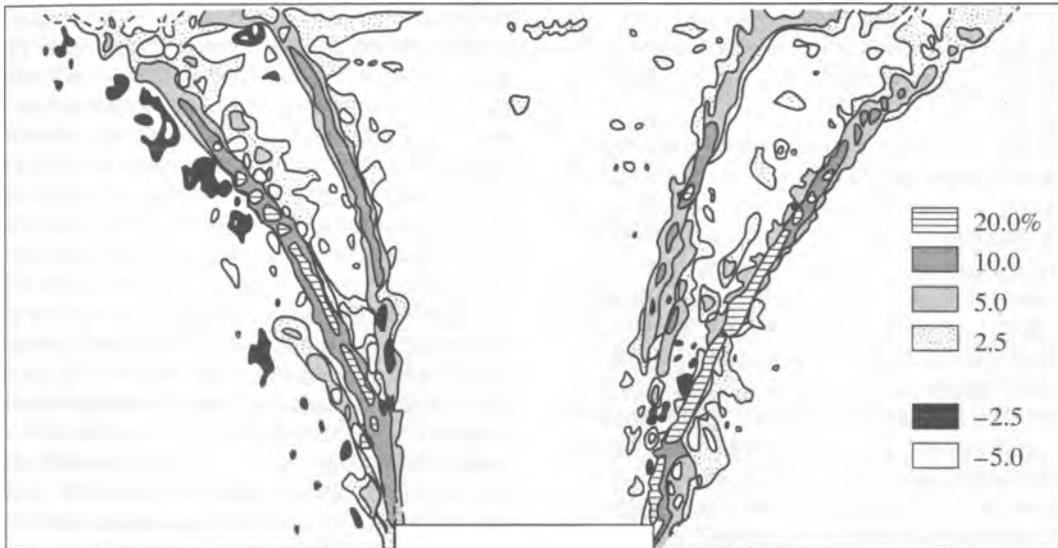


Рис. 10. Экспериментальный результат распределения уплотненного и разуплотненного песчаного материала (показано в процентах отрицательной и положительной дилатансии) около дивергентно построенной системы разломов при подъеме центрального блока, по [41]

сионный механизм процессы деформационно-вещественных преобразований в земной коре [13].

В природе в компрессионных зонах происходит уплотнение среды путем закрытия микротрещин и пустот, включения механизмов растворения под давлением, с возникновением специфических микросутур и стилолитовых швов в мономинеральных средах и плоскостных текстур в полиминеральных породах (типа кренуляционных швов, кливажа, сланцеватости, метаморфической полосчатости). Имеет место интенсивная грануляция зерен и их перекристаллизация с образованием мелкозернистых агрегатов. Здесь же, в силу внутренней неустойчивости неоднородной среды, деформация непременно локализуется таким образом, что выделяются участки ускоренного и замедленного деформирования, предопределяющие разделение геоматериала на блоки, в разной степени деформированные или даже закрытые для деформации [18]. Это приводит к неоднородному распределению в пространстве интенсивности текстурных и структурных перестроек горных пород, в результате чего одни объемы претерпевают ускоренное и усложненное структурно-вещественное развитие, а другие, сопряженные с ними, отстают в эволюции, оказываются более просто построенными и менее переработанными. Типичными породами компрессионных зон можно считать милониты, для которых характерны многие из упомянутых особенностей строения и уменьшение объема до 30–60% с соответствующим увеличением плотности относительно исходных разностей [42].

Декомпрессионные зоны характеризуются разуплотнением среды посредством развития сис-

тем трещин и пустот, возникновением линзовидно-ветвистых или ячеистых структур фрагментации, когда исходно не нарушенная порода расчленяется на линзочки и кусочки, между которыми проникает чужеродный материал, приносимый флюидами и магмой, или же перекладывается вещество, удаленное из сопряженных зон компрессии [4]. Декомпрессия способствует также облегченному выплавлению гранитоидов [5, 8]. Другими словами, декомпрессионные зоны контролируют пространственное проявление процессов ультраметаморфизма, метасоматоза [16], внедрение даек, жил, служат ловушкой для рудного и любого минерального вещества. Отсутствие в декомпрессионных зонах ориентированных сжимающих напряжений приводит к беспорядочному росту минералов, обильному порфиробластезу, укрупнению зерен в матрице. В результате этого *одновременно* с возникновением упорядоченных текстур в сопряженных компрессионных объемах в декомпрессионных зонах возникают массивные текстуры с неориентированными минералами. Типичные породы декомпрессионных зон в разломах – брекчии и катаклазиты.

Описанные процессы в пространственно сопряженных компрессионных и декомпрессионных зонах определяют интенсивный массообмен (перераспределение вещества) в земной коре. Они приводят, с одной стороны, к осреднению некоторых объемов по составу, а с другой – к их дифференциации и возникновению новых вещественных неоднородностей, т. е. и в том, и другом случаях к затухиванию исходной расслоенности коры. Это усложняется тем, что при длительном развитии деформации часто происходит не-

однократная смена во времени в одном и том же объеме декомпрессионных и компрессионных состояний среды, т. е. материал в ходе деформации как бы “дышит”.

Соотношение деформаций, метаморфизма, метасоматоза и магматизма. Наиболее очевидная связь процессов деформационных и вещественных преобразований просматривается в режиме транспрессии. Налицо субпараллелизм (в плане) изоград метаморфизма и покровно-надвиговых нарушений, формирующих “структуру цветка”, а также закономерное нарастание степени метаморфизма к центральным частям зон транспрессии. Для дивергентно построенных зон в целом характерна зеркально-симметричная метаморфическая зональность. Более того, как показывают примеры Саво-Ладожской зоны и Беломорско-Лапландского пояса, собственно осевые зоны транспрессивных структур обычно бывают сложены наиболее глубоко измененными и наиболее глубинными образованиями, в данных случаях – породами гранулитовой фации. Такая метаморфическая зональность по сути является “обратной”, так как наиболее измененными оказываются породы центральных частей дивергентно построенных зон, структурно наиболее высокие и по возрасту бывающие моложе окружающих [2, рис. 7]. Одной из характерных особенностей метаморфических преобразований в условиях транспрессии можно считать их взаимосвязь с действующей сдвиговой составляющей тектонических движений. Из теоретических и экспериментальных работ известно явление деформационного разогрева пород, связанного со сдвигом [34, 36], чем, по видимому, можно объяснить факты локализованного повышения уровня метаморфических преобразований пород в некоторых разрывных зонах сдвиговой кинематики. Это установлено, например, на контактах раннепротерозойского чехла и архейского фундамента во многих участках Балтийского щита [20, 26], в зонах крупных разрывных нарушений в пределах Печенгской впадины [19]. Вышеупомянутая приуроченность наиболее глубоких изменений пород к осевым зонам транспрессивных сдвигов также отчасти может быть объяснена этим явлением. Другим источником повышения температуры в зонах разломов являются флюиды, для которых зоны разрывного дробления пород оказываются каналами перемещения [19]. Сдвиговая деформация также может быть причиной генерации высоких давлений [29], что должно приводить к локализованному появлению в зонах разломов барофильных минеральных ассоциаций, не характерных для окружающих метаморфизованных пород.

Транспрессивный режим во многом определяет пространственное положение синтетектонических интрузий, даек. В пределах Саво-Ладожской зоны свекокарелид выделяются гранитоидные

интрузии, группирующиеся в левосдвиговые и правосдвиговые кулисные ряды, соответствующие двум последовательным кинематическим стадиям в транспрессивной эволюции зоны [15, рис. 1]. Дайковые комплексы метабазитов, прорывающие гранито-гнейсовый субстрат, также показывают парагенетическую связь с разрывными нарушениями транспрессивного парагенеза. На границе с Карельским массивом они формируют левосдвиговые кулисы, имеют субвертикальное положение, располагаясь под острым углом к круто наклонным поверхностям сместителей приконтактовых надвигов [21, рис. 1]. В полосе куполовидных выступов фундамента эти дайки внедрялись под углом около 45° к дневной поверхности [17, рис. 16], а в поясе покровных структур их первичное положение оказывается еще положе. Гораздо меньше данных о зависимости метаморфических процессов от условий транстенсии. Можно только отметить, что со структурами растяжения, характерными для этого режима, связан подъем и ступение изоград, локализация теплового потока [44, 48]. Они обычно сопряжены с проявлением магматической деятельности в виде внутритроговых вулканогенных и интрузивных образований (Карельский массив). В пределах межтроговых объемов широко проявлены процессы декомпрессионного выплавления гранитного материала, который локализован по сетевидным системам трещин, наложенным на сложную архейскую структуру.

Вопросы эксгумации глубинных комплексов в связи с режимами транспрессии и транстенсии. Ранее автором уже рассматривался аспект благоприятствования режима транспрессии для возможности тектонического выведения глубинных образований на поверхность [14]. Экспериментальное воспроизведение принудительного выдвигания глубинного материала на поверхность (см. выше и [18]), примеры приуроченности протрузивных магматических образований к осевым зонам транспрессии [16], внедрение коровых офиолитовых комплексов именно в связи с транспрессивными условиями нагружения [46] являются наглядными иллюстрациями этого. Феномен “обратной” метаморфической зональности в Саво-Ладожской зоне, судя по всему, тоже может быть следствием обсуждаемого явления. Обстановка транстенсии в этом же отношении, на наш взгляд, менее продуктивна, хотя не исключен вариант ее проявления по типу “коллапса растяжения” с выведением к поверхности комплексов “метаморфических ядер”.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренные вопросы структурообразования в условиях транспрессии и транстенсии свидетельствуют о несомненной полифакторности

этих явлений и, как следствие этого, о большом разнообразии возникающих структурных форм и их ассоциаций. Можно выделять самостоятельные типы структурных парагенезов обстановок транспрессии и транстенсии, являющиеся не просто результатом сложения элементарных структур исходных простых типов нагружения среды (сжатия, растяжения, простого сдвига), но их активного взаимодействия, которое порождает новые свойства, новые качества и особенности. Режимы транспрессии и транстенсии определяют особый характер структурной организации деформируемых объемов коры, который обладает чертами, не зависящими ни от возраста деформируемых образований, ни от масштаба проявления. Эти режимы оказывают несомненное влияние на специфику синхронных вещественных преобразований, пространственные закономерности их проявления. Проявление обстановок транспрессии и транстенсии в коре и литосфере осуществляется сопряженно-компенсированным образом, согласованно и взаимосвязанно. Это позволяет увязывать их в единые геодинамические системы и строить модели эволюции разных объемов коры на основе их взаимодействия и совместимого сосуществования.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 00-05-64127).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бухарин А.К., Брежнев В.Д., Масленникова И.А. и др. Тектоника Западного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1989. 152 с.
2. Глебовицкий В.А. Геологические и физико-химические связи метаморфизма и тектоники в раннем докембрии // Геотектоника. 1996. № 5. С. 27–42.
3. Гончаров М.А. От тектоники литосферных плит – к геодинамике иерархически соподчиненных геосфер // Отечественная геология. 1999. № 3. С. 10–14.
4. Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Галкин В.А. и др. Деформационно-химические парагенезы и структурно-метаморфическая зональность // Геотектоника. 1995. № 2. С. 49–60.
5. Жариков В.А. Некоторые аспекты проблемы гранитообразования // Вестн. МГУ. Геология. 1996. № 4. С. 3–12.
6. Колодяжный С.Ю. Структурно-вещественные парагенезы Кукаозерского сегмента Северо-Карельской зоны (Балтийский щит) // Геотектоника. 1998. № 6. С. 72–89.
7. Колодяжный С.Ю. Структурные парагенезы и кинематика Койкарской зоны сдвиговых деформаций Карельского массива // Геотектоника. 1999. № 6. С. 29–44.
8. Летников Ф.А., Кузнецов К.Е., Медведев В.Я. К проблеме декомпрессии флюидизированных силикатных расплавов // Докл. АН СССР. 1990. Т. 313. № 3. С. 682–684.
9. Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с.
10. Лукьянов А.В., Щерба И.Г. Парагенетический анализ структур как основа тектонического районирования и составления среднемасштабных структурных карт складчатых областей // Тектоника Сибири. М.: Наука, 1972. Т. 5. С. 15–24.
11. Миллер Ю.В. Структура архейских зеленокаменных поясов. Л.: Наука, 1988. 143 с.
12. Миллер Ю.В., Милькевич Р.И. Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. 1995. № 6. С. 80–92.
13. Морозов Ю.А. Компрессионно-декомпрессионная модель структурообразования в земной коре // Структурные исследования кристаллических образований. С.-Пб.: Изд-во ИГГД РАН, 1994. С. 12–14.
14. Морозов Ю.А. Региональные трансpressивные сдвиги как пути и способы выведения глубинных образований на поверхность // Тектоника и геодинамика. Общие и региональные аспекты. Материалы XXXI тектонического совещания. М.: ГЕОС, 1998. Т. II. С. 40–42.
15. Морозов Ю.А. О роли транспрессии в формировании структуры свежкоарелид Балтийского щита // Геотектоника. 1999. № 4. С. 37–50.
16. Морозов Ю.А. Структура и кинематическая эволюция области сочленения варисцид Урала и Южного Тянь-Шаня (хребет Султан-Увайс) // Геотектоника. 2001. № 6. С. 32–55.
17. Морозов Ю.А., Гафт Д.Е. О природе гранитоидных куполов Северного Приладожья // Структура и петрология докембрийских комплексов. М.: ИФЗ АН СССР, 1985. С. 3–120.
18. Морозов Ю.А., Гептнер 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.
19. Морозов Ю.А., Смутьская А.И. Тектонические причины объемной неоднородности метаморфизма в пределах геопространства Кольской сверхглубокой скважины // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Материалы XXXII тектонического совещания. М.: ГЕОС, 1999. Т. II. С. 12–16.
20. Морозов Ю.А., Сомин М.Л. Структурные и термические следствия взаимодействия чехла и фундамента в подвижных поясах // Структурные парагенезы и их ансамбли. М.: ГЕОС, 1997. С. 122–124.
21. Морозов Ю.А., Сомин М.Л., Травин В.В. О поведении гранитоидного фундамента при формировании свежкоарельской складчатой области Северного Приладожья // Докл. РАН. 2000. Т. 370. № 4. С. 497–501.
22. Николаевский В.Н. Механика пористых и трещиноватых сред // М.: Недра, 1984. 232 с.
23. Николаевский В.Н., Шаров В.И. О разломах и механизме тектонической расщепленности земной коры // Математические и экспериментальные методы в дизъюнктивной тектонике. М.: Наука, 1986. С. 38–46.

24. Разломы и горизонтальные движения земной коры / Отв. ред. А.В. Пейве. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 312 с.
25. *Расцветаев Л.М.* Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: Изд-во ГИН АН СССР, 1987. Ч. II. С. 173–235.
26. *Смутьская А.И., Морозов Ю.А., Сомин М.Л.* Особенности метаморфизма у контакта фундамент-чехол (эффект границы) // Проблемы магматической и метаморфической петрологии. Тез. докладов. М.: Изд-во МГГА, 1998. С. 37–38.
27. *Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Сергеева А.С. и др.* Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье) // Л.: Наука, 1970. 227 с.
28. *Талицкий В.Г., Галкин В.Г.* Экспериментальное изучение деформаций структурированных сред в приложении к механизмам тектогенеза // Геотектоника. 1997. № 1. С. 82–89.
29. *Тен А.А.* Динамическая модель генерации высоких давлений при сдвиговых деформациях горных пород (результаты численного моделирования) // Докл. РАН. 1993. Т. 328. № 3. С. 322–324.
30. *Травин В.В.* К проблеме формирования сложно-кладчатой структуры Кукаозерского синклинория (Северная Карелия) // Геотектоника. 2000. № 1. С. 33–45.
31. *Тугаринов А.И., Бибикова Е.В.* Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии // М.: Наука, 1980. 131 с.
32. *Шарков Е.В., Богатиков О.А., Красивская И.С.* Роль мантийных плюмов в тектонике раннего докембрия восточной части Балтийского щита // Геотектоника. 2000. № 2. С. 3–25.
33. *Шолпо В.Н.* Размышления о нелинейной геодинамике // Геотектоника. 1996. № 6. С. 29–37.
34. *Brun J.P., Cobbold P.R.* Strain heating and thermal softening in continental shear zones: a review // Journ. Struct. Geol. 1980. Vol. 2. № 1/2. P. 149–158.
35. Europrobe 1996. Lithosphere Dynamics: Origin and Evolution of Continents / Eds Gee D.G., Zeyen H.J. Uppsala University, 1996. 138 p.
36. *Fleitout L., Froidevaux C.* Thermal and mechanical evolution of shear zones // Journ. Struct. Geol. 1980. Vol. 2. № 1/2. P. 159–164.
37. *Harland W.B.* Tectonic transpression in Calidonian Spitzbergen // Geol. Mag. 1971. Vol. 108. P. 27–42.
38. *Jones R.R., Tanner P.G.* Strain partitioning in transpression zones // Journ. Struct. Geol. 1995. Vol. 17. № 6. P. 793–802.
39. *Kouvo O., Tilton G.R.* Mineral ages from the Fenish Precambrian // Geology. 1966. Vol. 74. № 4. P. 421–442.
40. *Luosto U., Lanne E., Korhonen H.* Deep structure of the Earth's crust on the SVEKA profile in Central Finland // Ann. Geophys. 1984. Vol. 2. P. 559–570.
41. *Mandl G.* Mechanics of tectonic faulting. N.Y.: Elsevier Science Publishers, 1988. 407 p.
42. *O'Hara K.* Fluid flow and volume loss during mylonitization // Tectonophysics. 1988. Vol. 156. P. 21–36.
43. *Park A.F.* Accretion tectonism in the Svecokareliides at the Baltic Shield // Geology. 1985. Vol. 13. P. 725–729.
44. *Ramsay J.G., Huber M.* The techniques of modern structural geology. London: Academic Press Inc., 1987. Vol. 2. P. 309–700.
45. *Sanderson D.J., Marchini W.R.D.* Transpression // Journ. Struct. Geol. 1984. V. 6. P. 449–458.
46. *Sarewitz D.R.* The Marinduque intra-arc basin, Philippines: Basin genesis and *in situ* ophiolite development in a strike-slip setting // Geol. Soc. Am. Bull. 1991. Vol. 103. P. 597–614.
47. *Sibson R.H.* Fault rocks and fault mechanisms // Journ. Geol. Soc. Lond., 1977. Vol. 133. Pt. 3. P. 191–213.
48. Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation // Soc. Econ. Paleontol. Miner. Spec. Publ. / Eds. Biddle K.T., Christie-Blick N. 1985. № 37. 386 p.
49. *Sylvester A.G.* Strike-slip faults // Geol. Soc. Am. Bull // 1988. Vol. 100. № 11. P. 1666–1703.
50. *Sylvester A.G., Smith R.R.* Tectonic transpression and basement-controlled deformation in San-Andreas fault zone // Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1976. Vol. 66. P. 2081–2102.

Рецензенты: В.М. Моралев, М.Л. Копп

Structure-Formation Function of Transpression and Transtension

Yu. A. Morozov

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

Abstract—The aim of this paper is to discuss the patterns of structure formation in the conditions of transpression and transtension. Using the results of experiments and natural examples, the paragenetic sequences of these two loading environments are discussed. The combined effects of the latter stem from the interaction of the structural sequences of the initial components: pure and simple shear. The regions of transpression (the Savo-Ladoga zone of the Svecokareliides and the White-Sea-Lapland Belt) and transtension (Karelian Massif) are described using the eastern part of the Baltic Shield as an example. A detailed description is given of the lateral and vertical zoning of crustal volumes with the transpression type of their structure and evolution. A compression-decompression mechanism is proposed for the process of deformation and material transformations under the conditions of transpression. Definitions are offered for geodynamic pairs and systems during the synchronous conjugation-compensation manifestation of transpression and transtension in one crustal volume. It is postulated that the concordant manifestation of the latter could be associated with mantle plumes or with the effects of the hierarchic convection systems in the lithosphere.

УДК 551.242.3(234.85.2)

ОФИОЛИТЫ ГАРЦБУРГИТОВОГО ТИПА В СТРУКТУРИРОВАННОМ МЕЛАНЖЕ ЗАПАДНО-МАГНИТОГОРСКОЙ ЗОНЫ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

© 2002 г. Н. Л. Чаплыгина, К. Е. Дегтярев, Г. Н. Савельева

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

Поступила в редакцию 22.01.2002 г.

В статье рассмотрено строение серпентинитового меланжа в северной части Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала. Серпентинитовый меланж слагает серии смятых в складки покровных пластин. В состав каждой пластины входят глыбы и крупные оторженцы комплексов пород офиолитового разреза. Отличительной чертой этих офиолитов является гарцбургитовый состав мантийных реститов и присутствие в меланже пород полосчатой серии, расслоенных габбро и кремнисто-вулканогенных комплексов. На основании сборов конодонтов из кремнисто-вулканогенных толщ установлен ордовикский возраст офиолитов гарцбургитового типа этого региона. Приведена структурно-петрографическая характеристика всех комплексов этого офиолитового разреза. Предполагается, что подобные разрезы формировались в раннепалеозойское время в зонах спрединга океанической коры в надсубдукционных обстановках либо в срединно-океанических хребтах. Процессы спрединга океанической коры, возможно, сосуществовали с рифтогенезом континентальной окраины, где формировались офиолиты лерцолитового типа.

ВВЕДЕНИЕ

Серпентинитовые меланжи являются одним из наиболее характерных элементов офиолитовых зон фанерозойских покровно-складчатых поясов. Большинство серпентинитовых меланжей рассматривается как результат дезинтеграции офиолитов. Их характерной чертой при выведении в верхние горизонты коры является тектоническое расслаивание на ультрабазит-габбровый, дайковый и кремнисто-базальтовый комплексы. Реконструкция полных разрезов офиолитов, как правило, осуществляется по отдельным фрагментам, заключенным в меланжах [20].

На Южном Урале серпентинитовые меланжи выделены в 70-х годах XX века, когда было установлено их широкое распространение в Магнитогорской и Сакмарской зонах [9, 10]. Однако изучению внутренней структуры меланжей на Южном Урале до последнего времени внимания уделялось недостаточно, а основные усилия были сосредоточены на исследованиях слабо нарушенных офиолитовых разрезов, получивших детальную структурно-геологическую и петролого-геохимическую характеристику [4, 14, 15].

В пределах восточного склона Южного Урала наиболее западное положение занимают крупные массивы ультраосновных пород, отнесенные к офиолитам лерцолитового типа. В них не известны верхние части разреза – габброидный, дайковый и вулканогенно-осадочные комплексы. В то же время восточнее этих массивов в серпентинитовых меланжах широко распространены вулканогенно-кремнистые комплексы, ассоциирующие с фрагментами гарцбургитов [13]. Однако,

несмотря на эти сведения, детальных работ по реконструкции и изучению отдельных частей офиолитов гарцбургитового типа в этом секторе Урала до настоящего времени не проводилось. Поэтому вопрос об их существовании и латеральной гетерогенности коры океанического типа остался открытым.

Целью наших работ являлось восстановление полного офиолитового разреза гарцбургитового типа. Для этого был выбран участок Западно-Магнитогорской зоны в окрестностях озер Калкан и Ургун, расположенный к юго-западу от дер. Поляковка.

СТРОЕНИЕ ПРИСАКМАРСКО-ВОЗНЕСЕНСКОЙ И ЗАПАДНО-МАГНИТОГОРСКОЙ ЗОН

На восточном склоне Южного Урала серпентинитовые меланжи образуют широкие полосы, в строении которых участвуют фрагменты офиолитов, а также среднепалеозойские вулканогенно-осадочные комплексы, преимущественно островодужного происхождения (рис. 1). Наиболее крупной является полоса, располагающаяся между девонскими вулканогенными комплексами Западно-Магнитогорской зоны и Главным Уральским Разломом [1, 12, 13, 19]. В ее строении наряду с фрагментами различных типов офиолитовых разрезов участвуют стратифицированные образования Присакмарско-Вознесенской и Западно-Магнитогорской зон. Структура каждой из зон представляет собой пакет тектонических покровов, сложенных нижне-среднепалеозойскими вул-

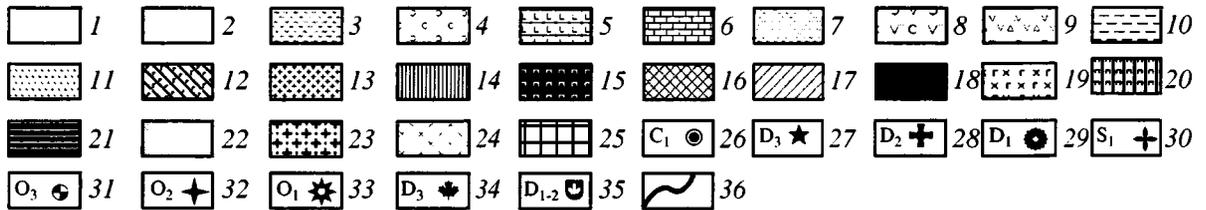
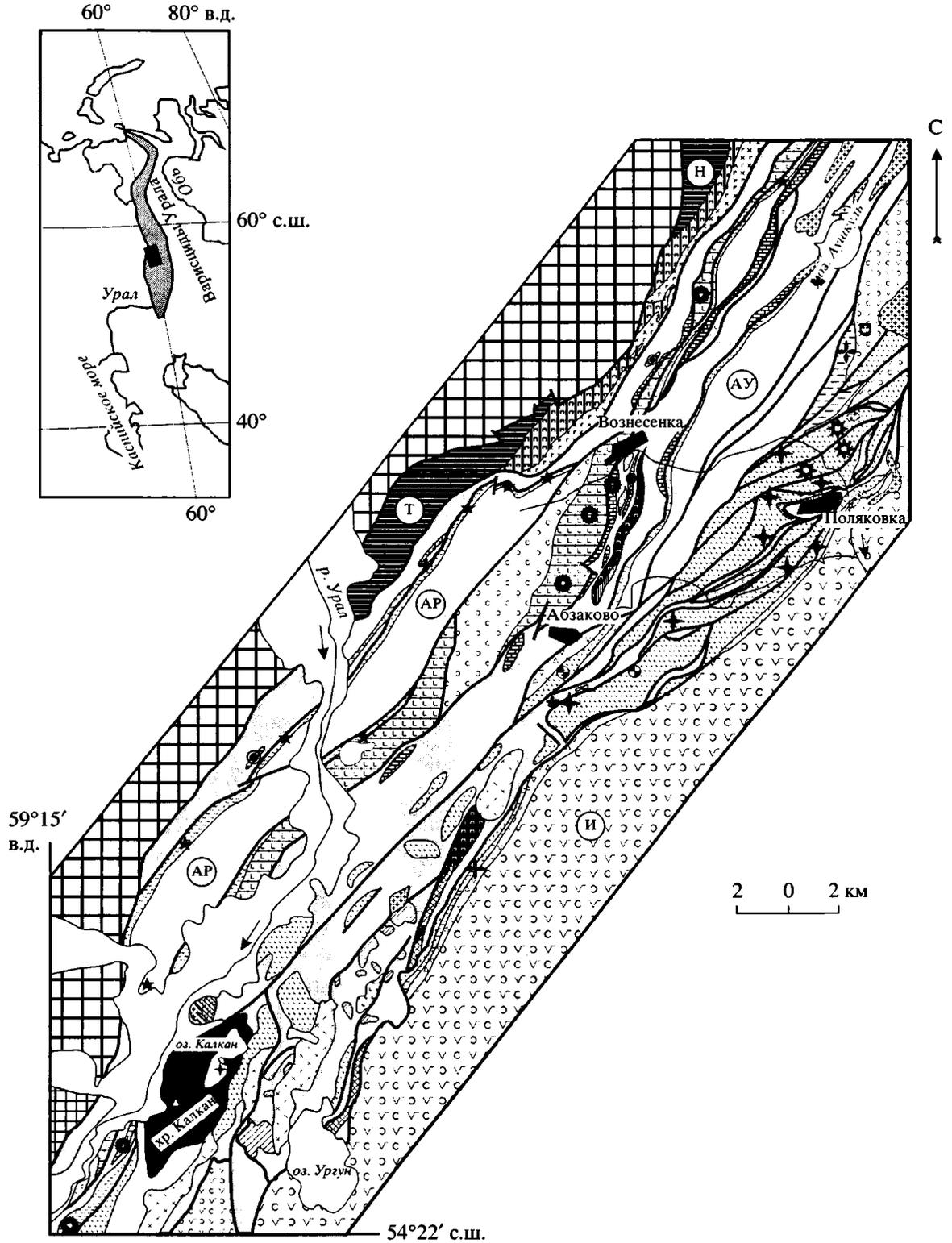


Рис. 1. Схематическая геологическая карта северо-западной части Учалинского района Южного Урала (составлена с использованием материалов [8, 12, 15, Б.М. Садрисламова, 1972 г.]

1 – кайнозойские отложения; 2–7 – комплексы Присакмарско-Вознесенской зоны: 2 – фаменский флиш зилаирской серии, 3 – франские кремни мукасовской толщи, 4 – ниже-среднедевонские туфы и туфопесчаники, 5 – нижедевонская яшмо-базальтовая толща, 6 – известняки раннедевонского, среднедевонского и раннекаменноугольного возраста, 7 – нижедевонские кремни ильтибановской толщи; 7–13 – комплексы Западно-Магнитогорской зоны: 8 – ниже-среднедевонские вулканогенно-осадочные породы ирендыкской свиты, 9 – нижедевонские конгломераты и песчаники мансуровской толщи, 10 – силурийские кремни и черные сланцы, 11 – базальты поляковского комплекса, 12 – диабазы комплекса параллельных даек, 13 – плагиограниты; 14–18 – офиолиты гарцбургитового типа: 14 – полосчатые габбро, 15 – верлиты и клинопироксениты, 16 – дуниты, 17 – апогарцбургитовые серпентиниты, 18 – гарцбургиты и дуниты; 19–22 – офиолиты лерцолитового типа: 19 – габбро-диориты и габбро, 20 – пироксениты, дуниты и гарцбургиты, 21 – лерцолиты, 22 – серпентиниты; 23 – позднепалеозойские граносиениты балбуковского комплекса; 24 – среднедевонские гранодиориты ургунского комплекса; 25 – докембрийские метаморфические комплексы Уралтау; 26–35 – местонахождения органических остатков: 26 – брахиопод раннего карбона, 27 – конодонтов позднего девона, 28 – кораллов среднего девона, 29 – конодонтов раннего девона, 30 – конодонтов и граптолитов раннего силура; 31–33 – конодонтов: 31 – позднего ордовика, 32 – среднего ордовика, 33 – раннего ордовика; 34–35 – остатков флоры: 34 – позднего девона, 35 – раннего-среднего девона; 36 – разрывные нарушения. Буквы в кружках: Н – Нуралинский и Т – Татламбетовский массивы; АР – Аратауская и АУ – Аушкульская синформы; И – хребет Ирендык

каногенно-осадочными толщами и серпентинитовым меланжем (см. рис. 1).

Присакмарско-Вознесенская зона отделена с запада Главным Уральским разломом от докембрийских образований Уралтау, а с востока граничит по системе разломов с комплексами Западно-Магнитогорской зоны. Палеозойский разрез Присакмарско-Вознесенской зоны реконструируется в системе деформированных тектонических пластин, которые слагают протяженные Аратаускую и Аушкульскую синформы северо-восточного простирания (см. рис. 1).

Нижепалеозойские и силурийские комплексы в рассматриваемой северной части Присакмарско-Вознесенской зоны достоверно не установлены. На возможное присутствие в меланже блоков силурийских пород указывают находки в нижедевонских кремнистых брекчиях обломков черных сланцев с граптолитами венлокского возраста [8]. Кроме того, для части глыб и отторженцев, кремней, базальтов, базальтов с прослоями кремней, а также лав ультраосновного состава по аналогии с более южными частями зоны можно предполагать ордовикский возраст [6, 11].

Наиболее древними фаунистически охарактеризованными образованиями на севере зоны являются кремни, кремнистые сланцы и брекчия с конодонтами лохкова и раннего эмса, а также известняки с конодонтами пражско-эмского, эмского возраста, слагающие крупные отторженцы и глыбы в серпентинитовом меланже (рис. 2, см. рис. 1). Кроме того, в нескольких точках на западном крыле Аратауской синформы в меланже присутствуют глыбы известняков с макрофауной живетского и визейско-серпуховского возраста. Девонские вулканогенно-осадочные образования слагают самостоятельную пластину. В ее строении участвуют толща подушечных базальтов с линзами красных яшм с конодонтами позднего эмса и толща лав и туфов базальтового и андезит-базальтового состава с редкими прослоями кремнистых алевролитов и туфитов. Эти породы без

видимого несогласия залегают на яшмо-базальтовой толще и на этом основании условно относятся к нижнему-среднему девону [8].

Крылья и замыкания синформ отчетливо маркируются пластиной, сложенной серыми и черными кремнями, кремнистыми алевролитами, мелкозернистыми песчаниками и алевролитами с конодонтами различных частей франского яруса (мукасовская толща) [8]. Кремнистые породы на отдельных участках подстилаются конгломератами, содержащими обломки известняков с остатками кораллов и брахиопод живетского возраста [3]. Кремнистый разрез наращивается зилаирской флишевой толщей, состоящей из чередующихся гравелитов, песчаников, алевролитов, глинистых сланцев, иногда содержащих карбонатные конкреции с конодонтами фамена [8].

В **Западно-Магнитогорской зоне** широко распространены нижепалеозойские комплексы, подстилающие девонские вулканогенно-осадочные толщи (см. рис. 1, 2). Состав и строение ордовикских образований детально изучены в окрестностях дер. Поляковка [11, 17]. Развитый здесь кремнисто-базальтовый поляковский комплекс состоит из нескольких смятых в складки тектонических пластин, различающихся составом и стратиграфическим диапазоном вулканогенно-кремнистых толщ. В поляковском комплексе выделяются все ярусы ордовика (за исключением тремадокского). Силурийские образования представлены фрагментами кремнисто-сланцевых разрезов, развиты на небольших площадях или слагают глыбы в меланже. Серпентиниты и меланж в окрестностях дер. Поляковка слагают небольшие тектонические линзы, маркирующие подошвы вулканогенно-кремнистых пластин. Ордовикские комплексы со стратиграфическим несогласием перекрываются обломочной толщей, залегающей в основании девонских островодужных вулканогенно-осадочных разрезов [12].

Серпентинитовый меланж играет значительную роль в строении обеих зон. Однако состав по-

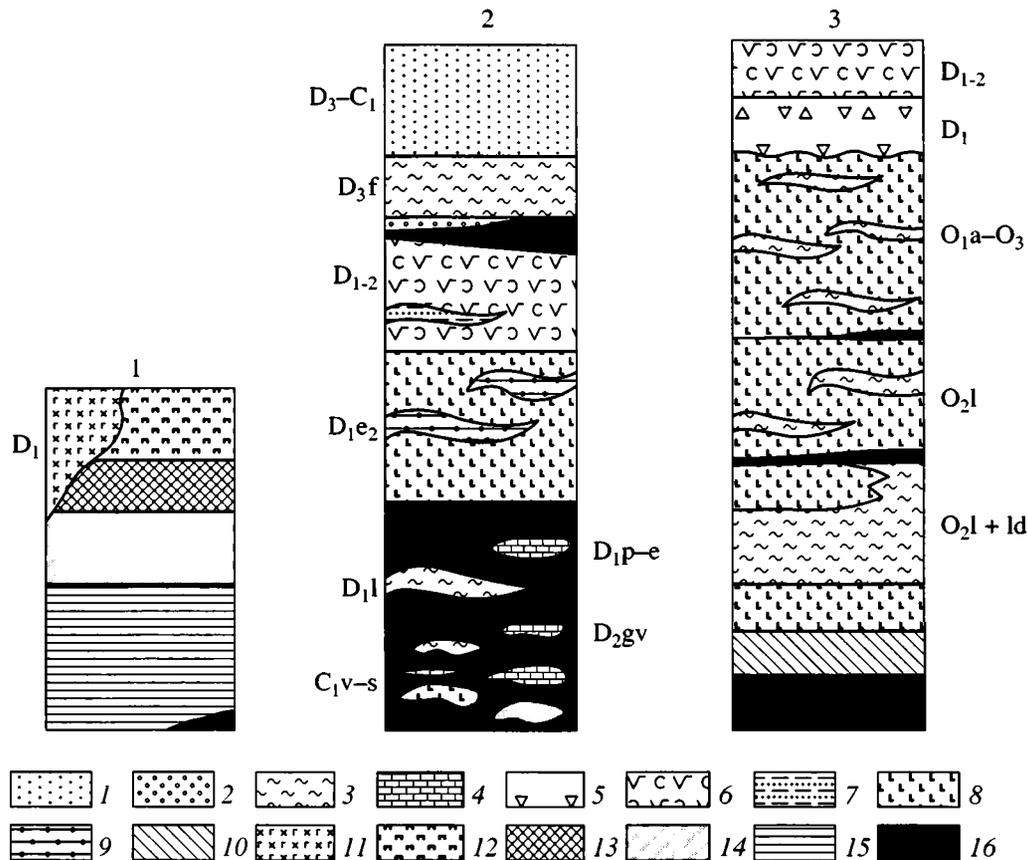


Рис. 2. Сводные разрезы Присакмарско-Вознесенской (1 – Нуралинский и Татламбетовский лерцолитовые массивы, 2 – Аратауская синформа) и Западно-Магнитогорской (3 – окрестности дер. Поляковка) зон

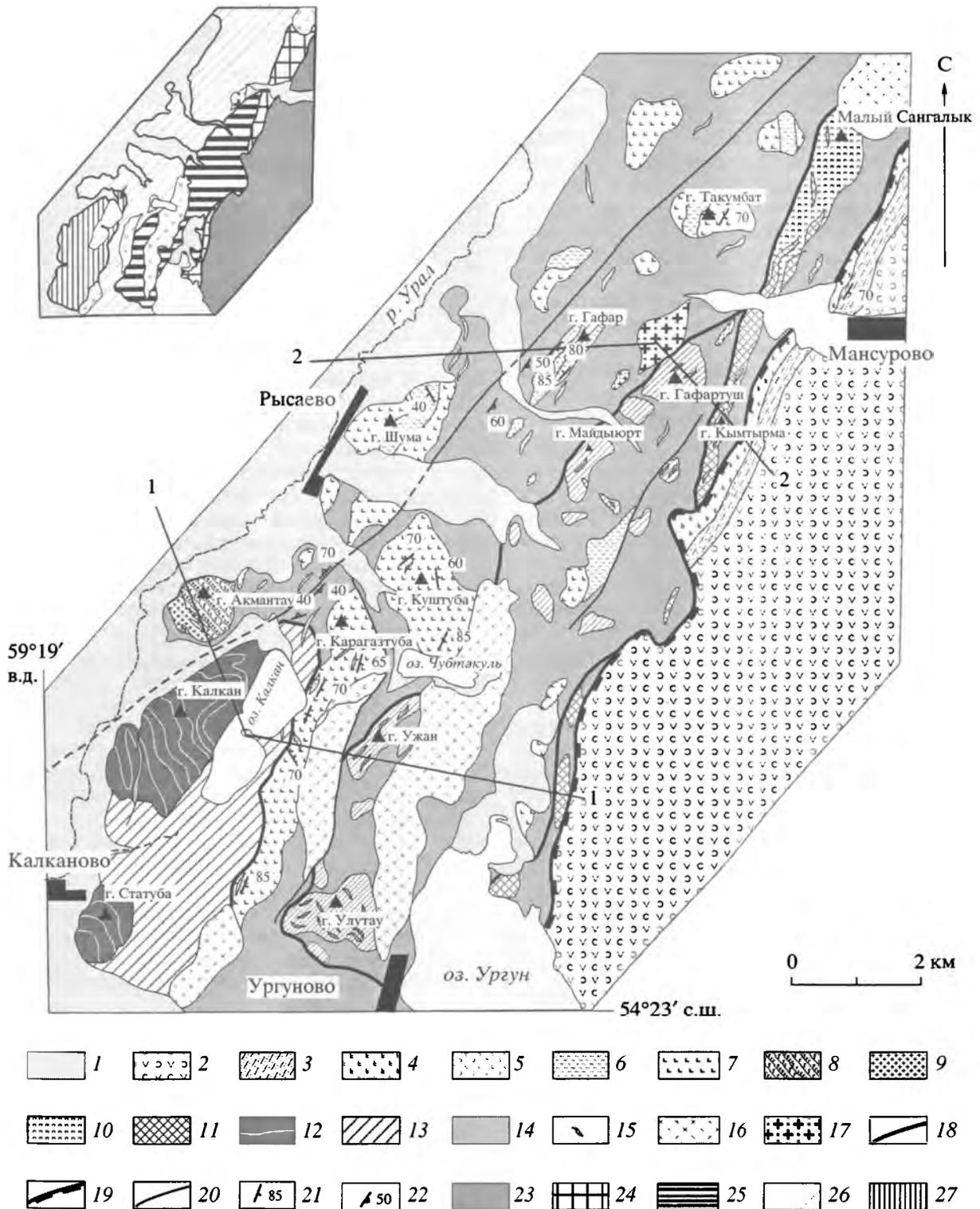
1 – песчаники; 2 – конгломераты; 3 – кремни и черные сланцы; 4 – известняки; 5 – конглобрекчии; 6 – туфы и лавы андезибазальтового и андезитового состава; 7 – туфоалевролиты; 8 – базальты; 9 – яшмы; 10 – диабазы и габбро-диабазы; 11 – габбро и габбро-диориты; 12 – пироксениты, верлиты; 13 – дуниты; 14 – гарцбургиты; 15 – лерцолиты; 16 – серпентиниты

род, входящих в него, в разных зонах имеет существенные отличия. Для Присакмарско-Вознесенской зоны характерен полимиктовый меланж, в котором содержатся глыбы и отторженцы как офиолитов, так и всех палеозойских комплексов этой зоны. В то же время в Западно-Магнитогорской зоне в меланже встречены только фрагменты различных частей разреза офиолитов и нижнепалеозойских и силурийских кремнисто-базальтовых толщ.

Характерной особенностью строения меланжа Присакмарско-Вознесенской зоны является присутствие в её основании (структурно нижней части) крупных слабо нарушенных существенно лерцолитовых массивов (Нуралинский, Татламбетовский). В их составе преобладают мантийные респиты (лерцолиты, гарцбургиты, дуниты) и породы полосчатого комплекса (чередующиеся дуниты, верлиты, клинопироксениты). Последние интродуцированы амфиболовыми габбро, габ-

Рис. 3. Схематическая геологическая карта окрестностей озер Калкан и Ургун

1 – четвертичные отложения; 2 – ниже-среднедевонские вулканогенно-осадочные толщи Западно-Магнитогорской зоны (мансуровская толща и ирендыкская свита); 3 – нижнесилурийские кремни и черные сланцы; 4 – верхнеордовикско-нижнесилурийские базальты; 5–7 – среднеордовикские образования: 5 – туфогенные песчаники и туффиты, 6 – серые кремни, черные сланцы и кремнистые туффиты, 7 – подушечные и массивные базальты и андезибазальты; 8 – диабазы комплекса параллельных даек; 9 – плагиограниты; 10 – клинопироксениты, вебстериты; 11 – дуниты; 12 – гарцбургиты и траектории полосчатости в них; 13 – апогарцбургитовые серпентиниты; 14 – рассланцованные апелеридотитовые серпентиниты (матрикс меланжа); 15 – дайки родингитизированных габбро; 16 – среднедевонские диориты, габбро-диориты ургунского комплекса; 17 – позднепалеозойские граниты и граносиениты балбуковского комплекса; 18, 19 – границы тектонических пластин: 18 – раннепалеозойских, 19 – послесреднедевонских; 20 – прочие разрывные нарушения; 21 – залегание слоистости и полосчатости; 22 – залегание сланцеватости. Обозначения на врезке: 23 – Мансуровская, 24 – Калтырминская, 25 – Улутауская, 26 – Акмантау-Гафарская и 27 – Калканская пластины. Линии 1–1 и 2–2 – расположение разрезов, приведенных на рис. 4



бро-диоритами и диоритами, содержащими ксенолиты пород офиолитового разреза. Возраст этих габбро-диоритов и диоритов, согласно U-Pb датировкам по цирконам, составляет 399 млн. лет (ранний девон) [16]. Расслоенные габбро и вулканогенно-кремнистый комплекс в непосредствен-

ной ассоциации с офиолитами этого типа не известны. Структурно выше (восточнее) в Присакмарско-Вознесенской и Западно-Магнитогорской зонах рассланцованные серпентиниты меланжа содержат фрагменты дезинтегрированного офиолитового разреза гарцбургитового типа.

СТРОЕНИЕ СЕРПЕНТИНИТОВОГО МЕЛАНЖА В ОКРЕСТНОСТЯХ ОЗЕР КАЛКАН И УРГУН

В серпентинитовом меланже рассматриваемого района выделяется несколько полос северо-восточного простирания. Состав глыб и отторженцев в серпентинитах выдерживается по простиранию этих полос, ширина которых достигает 2–3 км, а протяженность – десятков километров. Матрикс во всех полосах образован серпентинитами с преимущественно крутым юго-восточным падением сланцеватости. Границы между этими полосами имеют различные, в том числе пологие, залегания, что явилось основанием для выделения их в качестве подошв тектонических пластин. Учитывая однообразный матрикс и отсутствие резкой смены состава глыб и обломков в различных пластинах, точную границу между ними можно провести не всегда.

Детальное картирование, проведенное в рассматриваемом районе, позволило установить, что покровные пластины слагают здесь антиформу северо-восточного простирания. Ее северо-западное крыло оборвано крутопадающим взбросо-сдвигом, поэтому наиболее отчетливо последовательность тектонических пластин устанавливается на юго-восточном крыле антиформы (рис. 3, 4). Может быть выделено пять пластин, для которых характерно достаточно крутое залегание (60–80°) с общим падением на юго-восток (рис. 5).

Нижнее положение в структуре занимает **Калканская пластина**, которая обнажена в ядре анти-

формы. В ее строении принимают участие апогарцбургитовые и аподунитовые серпентиниты, заключающие крупный блок слабо серпентинизированных гарцбургитов и дунитов (массив Калкан), т.е. породы реститового комплекса офиолитового разреза. Матрикс меланжа представлен расланцованными апоперидотитовыми серпентинитами, в которых встречаются редкие небольшие блоки габбро-амфиболитов, не известные в других пластинах.

Комплексы **Акмантау-Гафарской пластины** относятся к дайковой и вулканогенно-кремнистой частям разреза офиолитов. Периклинальное замыкание антиформы, расположенное к северу от оз. Калкан, слабо обнажено, и соотношения комплексов Акмантау-Гафарской и Калканской пластин выявляются на юго-восточном крыле. Здесь хорошо видно налегание вулканогенно-кремнистых толщ на апогарцбургитовые серпентиниты, среди которых встречаются останцы базальтов с прослоями кремней (мыс оз. Калкан).

Комплексы, слагающие **Акмантау-Гафарскую пластину**, распространены на большой площади. Блоки и отторженцы сложены кремнями, подушечными базальтами, андезибазальтами и андезитами с прослоями серых и черных кремней, радиоларитов, черных кремнистых сланцев, кремнистых туффов, туфогенных песчаников. Эти породы слагают возвышенные и лучше обнаженные участки – горы Куштуба, Карагазтуба, Шума, Гафар, Такумбат и др. В одном из таких блоков (мыс озера Калкан) в прослое серых кремней среди подушечных базальтов собраны

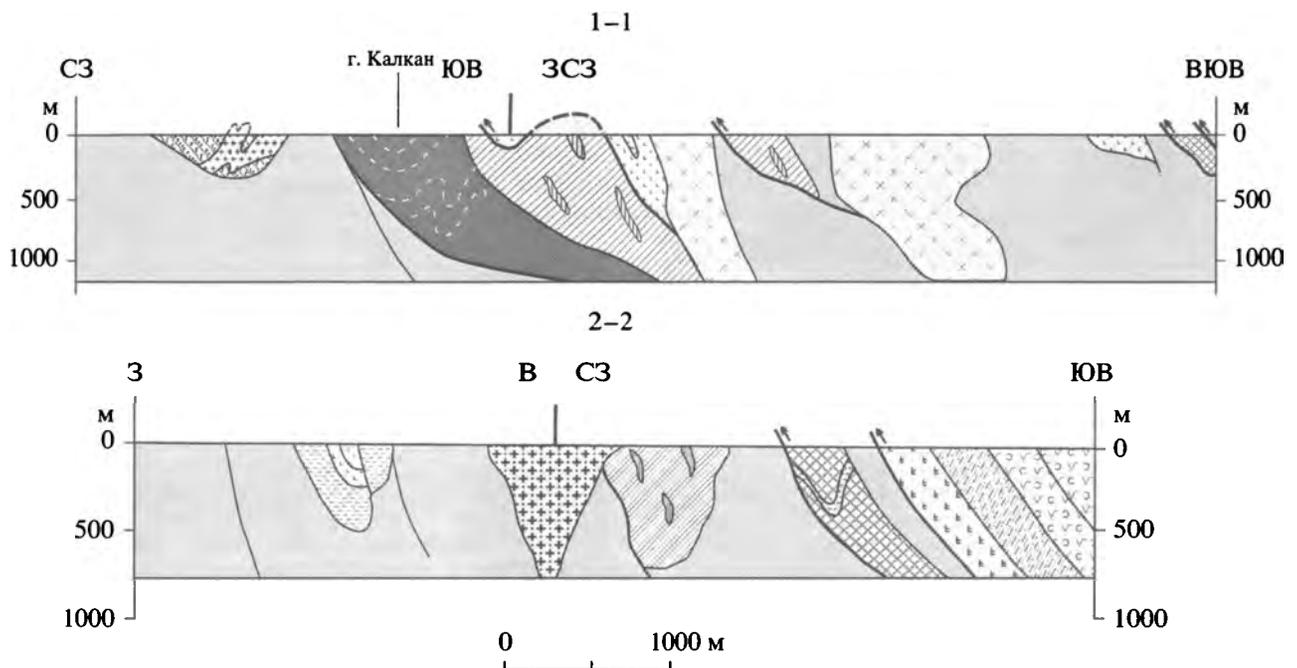


Рис. 4. Геологические разрезы, местоположение и условные обозначения см. на рис. 3

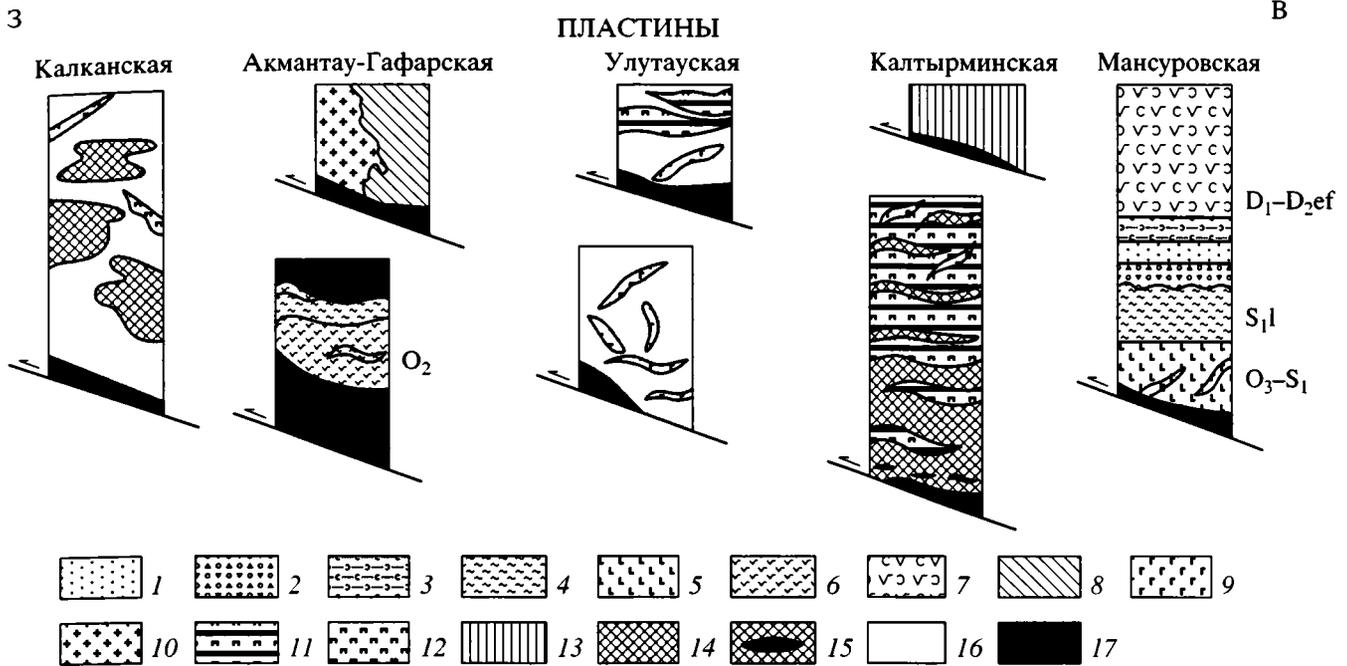


Рис. 5. Комплексы, участвующие в строении тектонических пластин в окрестностях озер Калкан и Ургун

1 – песчаники; 2 – конгломераты и конглобрекции с глыбами кремнистых пород; 3 – туфогенные песчаники; 4 – кремни и черные сланцы; 5 – базальты; 6 – базальты, андезибазальты, их лавобрекчии и туфы; 7 – туфы и лавы андезибазальтов и андезитов; 8 – диабазы и габбро-диабазы комплекса параллельных даек; 9 – дайки диабазов; 10 – плагиограниты; 11 – оливиновые пироксениты, вебстериты, верлиты; 12 – жилы энстатититов; 13 – полосчатые габбро; 14 – серпентинизированные дуниты; 15 – дуниты со шпирами хромитов; 16 – гарцбургиты и апогарцбургитовые серпентиниты; 17 – серпентинитовый меланж

конодонты *Pygodus cf. anserinus* (Lamont et Lindstrom) *pygodiform el.*, *tetripidate el.*, *Periodon cf. aculeatus* Hadding *oistodiform el.*, *Panderodus gracilis* (Branson et Mehl), *Protopanderodus sp.* позднего лландейло (определение С.В. Дубининой). Это позволяет сопоставлять фрагменты кремнисто-базальтовых толщ этой пластины со среднеордовикской частью поляковского комплекса. Один из блоков меланжа этой пластины образован фрагментом комплекса параллельных даек, прорванных штокверком плагиогранитов (гора Акмантау).

Значительные площади между блоками вулканогенно-кремнистых пород представляют собой понижения в рельефе, обнажены значительно хуже и сложены расланцованными апоперидитовыми серпентинитами, редко содержащими мелкие глыбы кремней и эффузивов.

В строении Улутауской пластины принимают участие фрагменты мантийного разреза офиолитов, близкие к комплексам Калканской пластины, а также пироксениты и габброиды. Эти образования, распространенные на широкой площади, представлены различного размера блоками серпентинизированных гарцбургитов, прорванных большим количеством даек и жил родингитизированных габброидов. Именно присутствие большого количества таких даек обусловило

большую устойчивость серпентинитов к эрозии, образование возвышенностей в рельефе – гор Улутау, Ужан, Майдыурт, Гафартуш и др. В отдельных блоках (гора Майдыурт) среди апогарцбургитовых серпентинитов отмечены линзовидные тела крупнозернистых и пегматоидных пироксенитов, что может свидетельствовать о принадлежности этих фрагментов к верхам респитов–низам полосчатого комплекса. Пространства между блоками, как правило, обнажены слабо и сложены расланцованными апоперидитовыми серпентинитами с редкими глыбами родингитизированных габброидов и пироксенитов.

Калтырминская пластина образована породами полосчатого комплекса – чередующимися дунитами, оливиновыми клинопироксенитами, вебстеритами. Эти породы слагают узкие протяженные хорошо обнаженные гряды – горы Калтырма, Острая, Малый Сангалык. В отличие от других пластин, в Калтырминской породе полосчатого комплекса слагают узкую протяженную гряду, которая почти непрерывно прослеживается от горы Малый Сангалык до озера Ургун (см. рис. 3). Эти особенности, вероятно, могут свидетельствовать о крутом залегании Калтырминской пластины, что подтверждается и залеганиями полосчатости.

В строении самой верхней **Мансуровской пластины** участвуют вулканогенно-кремнистые толщи ордовика–силура и перекрывающие их девонские островодужные комплексы Западно-Магнитогорской зоны. В основании разреза залегают массивные андезибазальты, среди которых выделяются более раскристаллизованные разновидности, слагающие, вероятно, субвулканические тела. Эффузивы перекрываются пачкой, мощностью около 50 м, черных сланцев, кремней и алевролитов, круто (70–80°) падающих на юго-восток и содержащих граптолиты среднего лландовери [7]. На этом основании принимается позднеордовикско-раннелландоверийский возраст подстилающих базальтоидов. Выше без видимого несогласия залегает терригенная толща, в основании которой выделяется глыбовый горизонт с крупными обломками подстилающих черных кремней. Основная часть этой толщи сложена переслаивающимися вулканомиктовыми песчаниками и алевролитами, которые с постепенным переходом перекрываются туфами среднего состава ирендыкской свиты эмса–эйфеля. Для подстилающей терригенной толщи, выделяемой как мансуровская, принимается раннедевонский возраст [8].

Серпентинитовый меланж прорван различными интрузивными образованиями, среди которых выделяются два комплекса. Ургунский комплекс представлен многофазными массивами габбро-диоритового состава, вытянутыми согласно с общим простиранием структур. Интрузивы ургунского комплекса, вероятно, комагматичны нижне-среднедевонским вулканогенным толщам Западно-Магнитогорской зоны и имеют ранне-среднедевонский возраст. Породы гранит-граносиенитового балбуковского комплекса слагают как небольшие в основном изометричные массивы, так и многочисленные дайки. Они прорывают нижнепалеозойские и девонские вулканогенные образования и имеют позднепалеозойский возраст [13].

Судя по тому, что габбро-диориты ургунского комплекса секут границы тектонических пластин (Калканская, Акмантау-Гафарская, Улутауская и Калтырминская пластины), есть основания полагать, что покровная структура серпентинитового меланжа была в основном сформирована в додевонское время (рис. 3). В конце палеозоя произошло усложнение покровной структуры с образованием пластин, в состав которых входят и девонские образования (Мансуровская пластина). Таким образом, формирование покровно-складчатой структуры серпентинитового меланжа началось в преддевонское время, а завершилось в конце палеозоя.

СТРУКТУРНО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОФИОЛИТОВОГО РАЗРЕЗА ГАРЦБУРГИТОВОГО ТИПА

В строении изученных пластин серпентинитового меланжа участвуют фрагменты всех ком-

плексов офиолитового разреза гарцбургитового типа, среди которых выделяются мантийные реститы, полосчатый комплекс, габброиды, комплекс параллельных даек и вулканогенно-кремнистые толщи (см. рис. 3). Ниже рассмотрено строение каждого из этих комплексов.

Мантийные реститы слагают массив Калкан (Калканская пластина). В массиве резко преобладают в разной степени серпентинизированные средне- и крупнозернистые гарцбургиты. Дунитовые тела представляют собой линзы со сложной формой граничной поверхности. Они залегают как вдоль изогнутых плоскостей полосчатости, так и образуют штокверк жил, секущих полосчатость. Количество дунитов увеличивается в юго-западной части массива. В дунитовых жилах у контакта с гарцбургитами иногда присутствуют скопления энстатита. Чаще дуниты образуют затеки по полосчатости гарцбургитов или раздувы на месте существенно энстатитовых полос. Гарцбургиты и дуниты пересекаются пегматоидными энстатитовыми жилами с редким ярко-зеленым диопсидом, мощностью от нескольких сантиметров до первых метров. Более поздние генерации представлены мелкими диопсидитовыми прожилками субмеридионального простирания.

В гарцбургитах наблюдаются следы пластических деформаций (полосчатость, минеральная уплощенность и линейность) (рис. 6). Полосчатость, обусловленная чередованием тонких линз и прослоев с переменным содержанием энстатита, выражена слабо и весьма неравномерно. В центральной и юго-западной частях массива полосчатость образует крутую моноклиаль с углами падения 60–80° в юго-западном направлении. Северо-восточная часть массива обнажена хуже, и здесь наряду с юго-западными ее падениями выявляются и юго-восточные, северные направления. Вероятно, это связано с присутствием серии мелких складок (см. рис. 6).

Минеральная линейность и уплощенность (линзовидные агрегаты хромшпинелида и энстатита, цепочки, удлиненные зерна хромшпинелида и/или энстатита) соответствуют плоскостям и линиям высокотемпературного пластического течения пород и проявлены неравномерно по площади массива. Линейность и плоскопараллельные ориентировки зерен энстатита менее отчетливы в сравнении с другими структурными элементами. По уплощенности энстатита и хромшпинелидов выявляется антиформная складка субмеридионального простирания с осью в центральной части массива и углами падения на крыльях 25–55°. Ее ядро в плане имеет близкое к S-образному строение, а крылья осложнены мелкими открытыми складками. Параллельно осевой плоскости этой антиформы формируется ми-

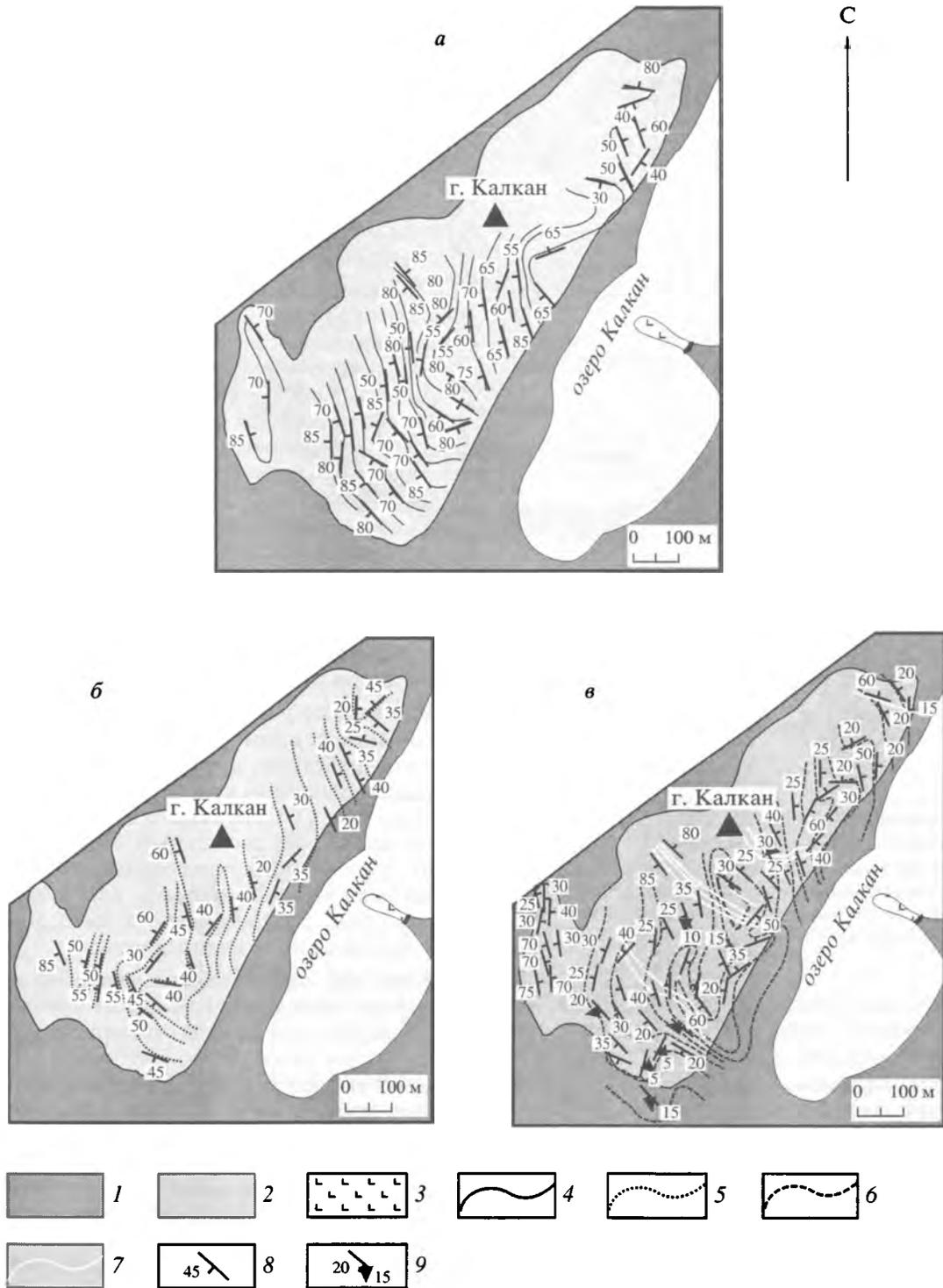


Рис. 6. Внутренняя структура массива Калкан, положение см. на рис. 3: а – полосчатость, б – минеральная уплотненность по энстатиту, в – минеральная уплотненность по хромшпинелиду

1 – апогарцбургитовые серпентиниты; 2 – слабо серпентинизированные гарцбургиты и дуниты; 3 – среднеордовикские базальты с прослоями кремнистых пород; 4 – траектории полосчатости; 5–7 – траектории минеральной уплотненности: 5 – энстатита; 6 – хромшпинелида первой генерации и 7 – второй генерации; 8, 9 – направление падения: 8 – полосчатости и минеральной уплотненности, 9 – минеральной уплотненности и линейности

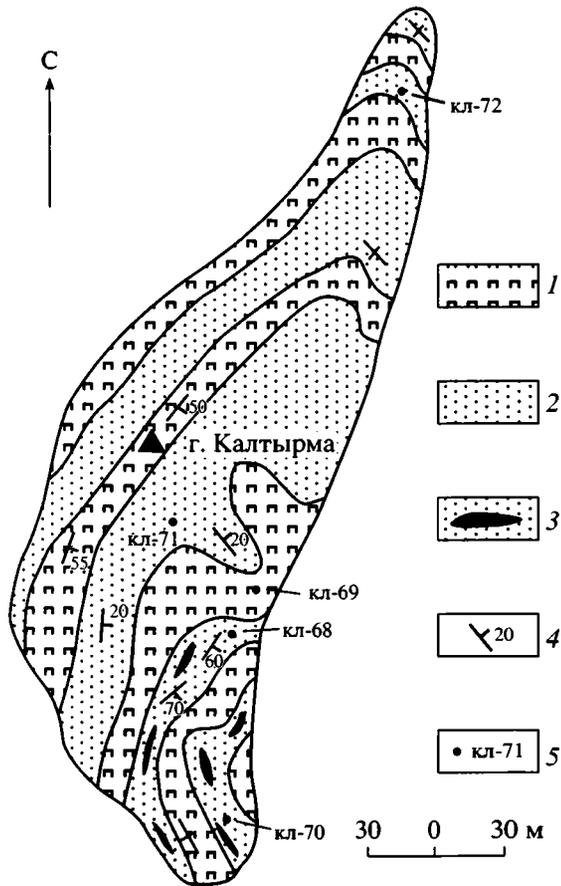


Рис. 7. Строение фрагмента полосчатого комплекса (гора Калтырма), положение см. на рис. 3

1 – оливиновые клинопироксены, вебстериты, верлиты; 2 – серпентинизированные дуниты; 3 – они же со шлирами хромитов; 4 – залегание полосчатости; 5 – точки отбора проб и образцов

неральная уплощенность второй генерации, выраженная ориентировкой хромшпинелидов. Она имеет северо-западное простирания и субвертикальные углы падения. Линейность по хромшпинелидам выражена слабо и имеет пологое западное и юго-восточное склонение, в целом совпадающее с простиранием шарнира антиформы (см. рис. 6).

Пластические деформации, выявленные в гарцбургитах массива Калкан, аналогичны субсолидусным структурам в мантийных реститах других офиолитовых массивов Урала [14], что может служить подтверждением принадлежности массива Калкан к реститовой части офиолитов.

Гарцбургиты и дуниты состоят из высокомагнезиального оливина Fo_{90-92} , энстатита и высокохромистого хромшпинелида (Cr_2O_3 53–56 мас.%). О высокой степени частичного плавления гарцбургитов свидетельствует сильная истощенность их базальтоидными компонентами (CaO 0.1–0.3; Al_2O_3 0.8–1.2 мас.%). Этот факт устанавливается

и по составу энстатита, резко обедненного окисью алюминия и хрома (Al_2O_3 0.8–1,1; Cr_2O_3 0.3–0.5 мас.%).

Более высокое положение в офиолитовом разрезе, вероятно, занимают апогарцбургитовые серпентиниты с линзовидными прослоями крупнозернистых и пегматоидных клинопироксенов (Улутауская пластина), что свидетельствует о принадлежности этих фрагментов к верхам реститового–низам полосчатого комплексов.

Полосчатый комплекс, слагающий в рассматриваемом районе Калтырминскую пластину, также установлен и в Присакмарско-Вознесенской зоне к северо-востоку от дер. Абзаково. В Калтырминской пластине полосчатый комплекс образован чередованием клинопироксенов, вебстеритов и серпентинизированных дунитов, часто обогащенных хромитом. Полосчатость деформирована в серию субмеридиональных складок с крутыми шарнирами. Дуниты и клинопироксены прорваны многочисленными жилами и дайками родингитизированных габброидов (рис. 7). Характерной чертой полосчатого комплекса этой пластины является увеличение в северо-восточном направлении количества пироксенов в его разрезе при уменьшающейся роли дунитов.

К северу от дер. Абзаково породы полосчатого комплекса: клинопироксены и вебстериты – слагают пластину, протяженностью около 5 км, на северо-западном крыле Аушкульской синформы (см. рис. 1). Структурно выше пластины располагается блок, сложенный чередующимися мелано-, мезо- и лейкократовыми габбро и габбро-норитами. Мощность полос составляет первые сантиметры. Полосчатость в габброидах погружается в восточном направлении.

Комплекс параллельных даек обнажен на горе Акмантау (Акмантау-Гафарская пластина). Здесь диабазы слагают серию субмеридиональных параллельных даек с односторонней закалкой. Мощность даек варьирует от десятков сантиметров до первых метров. Падение даек субвертикальное. Диабазы имеют типичную офитовую структуру, в них отчетливо выделяются краевые закалочные зоны и более раскристаллизованные центральные. Дайковый комплекс прорван штокверком плагиогранитов и кварцевых диоритов, содержащих многочисленные ксенолиты диабазов (рис. 8). Судя по тому, что кварцевые диориты образуют небольшое тело среди диабазов и насыщены их ксенолитами, они, по-видимому, являются продуктами контаминации диабазов плагиогранитным расплавом.

По химическому составу плагиограниты характеризуются исключительно низкими содержаниями K_2O (0.04–0.1 мас.%) и относительно низкими содержаниями глинозема (Al_2O_3 10–11 мас.%), что характерно для кислых пород всех офиолитовых

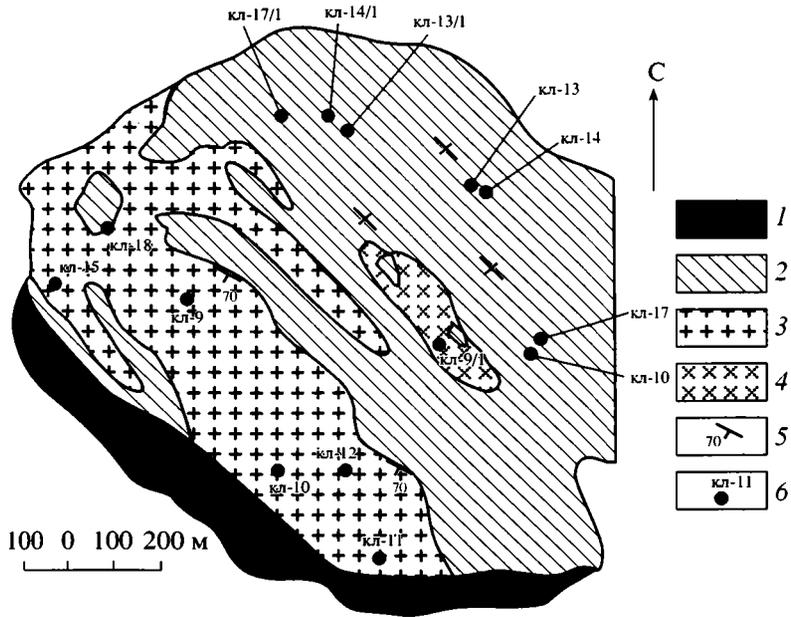


Рис. 8. Схема строения дайкового комплекса (гора Акмантау), положение см. на рис. 3
 1 – серпентинитовый меланж; 2 – диабазы и габбро-диабазы; 3 – плагиограниты; 4 – кварцевые диориты; 5 – залегание контактов; 6 – точки отбора проб и образцов

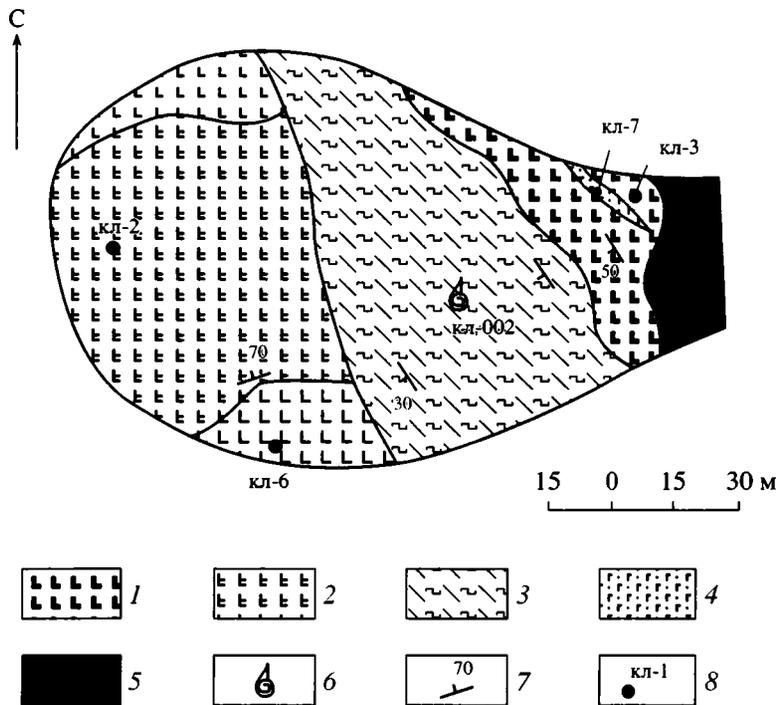


Рис. 9. Схема строения фрагмента среднеордовикского кремнисто-базальтового комплекса (мыс оз. Калкан), положение см. на рис. 3
 1, 2 – подушечные базальты: 1 – афировые; 2 – массивные порфиоровые; 3 – серые кремни, радиолариты; 4 – массивные диабазы; 5 – серпентинитовый меланж; 6 – местонахождение конодонтов; 7 – залегание слоистости; 8 – точки отбора проб и образцов

серий мира [5]. Это наиболее характерная черта их химизма, позволяющая отличать этот тип пород от континентальных гранофилов. Отличительная особенность микроструктуры плагиогранитов – тонкие симплектитовые прорастания кварца и плагиоклаза. Эти прорастания обычно считают результатом одновременной кристаллизации кварца и полевого шпата из расплава на поздней стадии. В случае плагиогранитов, однако, в остаточном расплаве недостаточно K_2O для образования калиевого полевого шпата. Ныне общепризнано, что лейкократовые породы, называемые океаническими плагиогранитами, представляют собой мелкие обособленные дифференциаты субщелочного толеитового базальта.

Кремнисто-базальтовые толщи поляковского комплекса, отнесенные к верхним частям офиолитового разреза, участвуют в виде фрагментов в строении серпентинитового меланжа (Акмантау-Гафарская пластина). Эффузивы различных частей этого комплекса принадлежат к различным петрохимическим сериям. Здесь выделяются арнигские и карадок-ашгильские высокотитанистые, умереннощелочные трахибазальты гавайит-муджиеритовой серии, среднеордовикские низкотитанистые, низкощелочные толеитовые базальты типа N-MORB и низкотитанистые базальты известково-щелочной серии [2, 19]. Дальнейшие петро-геохимические исследования позволяют установить, какие из этих базальтов являются верхней частью разреза офиолитов гарцбургитового типа. Фрагмент кремнисто-базальтового комплекса офиолитов был подробно изучен на мысе озера Калкан (рис. 9). Здесь он представлен подушечными порфиоровыми и афировыми базальтами с прослоями серых кремней, радиоларитов, красных яшм и кремнистых алевролитов. Межподушечное пространство заполнено гиалокластитами.

Таким образом, рассмотренные комплексы представляют собой фрагменты типичной офиолитовой ассоциации. Часть из них (мантийные рестины, полосчатый комплекс и габброиды) достаточно уверенно сопоставляется с разрезами офиолитов гарцбургитового типа (Оман, Войкаро-Сыньинский массив).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Работы, проведенные в окрестностях озер Ургун и Калкан, позволили впервые установить присутствие в меланже всех элементов офиолитового разреза гарцбургитового типа. Этот тип офиолитов не образует в рассматриваемом районе крупных массивов, а известен только в виде фрагментов в серпентинитовом меланже. Реконструированный разрез существенно отличается от офиолитов слабонарушенных Нуралинского и

Татламбетовского лерцолитовых массивов. Ранее офиолиты гарцбургитового типа были известны только на Полярном Урале (Войкаро-Сыньинский и Рай-Изский массивы) и на самом юге Урала (Кемпирсайский и Хабарнинский массивы), а в рассматриваемом секторе были выявлены только лерцолитовые массивы. Обнаружение здесь гарцбургитовых массивов позволяет предполагать существование латеральной неоднородности океанической коры в этой части Уральско-го палеоокеана.

Характерной особенностью серпентинитового меланжа Западно-Магнитогорской зоны является тектоническая последовательность крупных, протяженных (десятки километров) пластин с однотипным набором пород офиолитовых комплексов. Существование таких пластин позволило провести картирование внутренней структуры этого меланжа и показать ее покровно-складчатый характер.

Ранее подобные меланжи были детально описаны в Куюльском офиолитовом массиве Корякской складчатой области [17, 18, 21] и на Южном Урале севернее дер. Вознесенка [1, 13]. Существование структурированных меланжей указывает на то, что после тектонического расслаивания офиолитов на ультрабазит-габбровый, дайковый и кремнисто-базальтовый комплексы их дальнейшая тектонизация и меланжирование происходили достаточно закономерно и не приводили к появлению абсолютно хаотичной структуры.

Наши исследования подтверждают сделанный ранее вывод о многоэтапности формирования структуры серпентинитовых меланжей [13]. Начало меланжирования, вероятно, происходило при интенсивных тектонических деформациях раннепалеозойской океанической литосферы. После этого тектонизированные и деформированные офиолиты попали в фундамент ранне-среднедевонской островодужной системы [12]. В дальнейшем уже меланжированные офиолиты вместе с островодужными образованиями подверглись наложенным, в том числе сдвиговым, деформациям.

Таким образом, проведенные реконструкции показывают, что в рассматриваемой части Южного Урала выявлены фрагменты развитой коры океанического типа. Формирование подобных разрезов связывается с зонами спрединга океанической коры либо в надсубдукционных обстановках, либо в срединно-океанических хребтах. Процессы спрединга океанической коры, возможно, сосуществовали с рифтогенезом континентальной окраины и формированием офиолитов лерцолитового типа.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проекты № 02-05-06044, 01-05-06149, 00-05-64224.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Астраханцев О.В. Деформации Аушкульского меланжа (Южный Урал, окрестности с. Поляковка) // Проблемы региональной геологии, нефтегазоносности, металлогении и гидрогеологии Республики Башкортостан. Уфа: Институт геологии УНЦ РАН, 1997. С. 111–113.
2. Знаменский С.Е. Позднеордовикско-раннесилурийский вулкано-интрузивный комплекс северной части Магнитогорского мегасинклинория и связанное с ним оруденение (Южный Урал) Препринт. Уфа: УНЦ РАН, 1994. 20 с.
3. Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А. Структурная геология Магнитогорского синклинория Южного Урала. М.: Наука, 1992. 184 с.
4. Книппер А.Л., Шараськин А.Я., Савельева Г.Н. Геодинамические обстановки формирования офиолитовых разрезов разного типа // Геотектоника. 2001. № 4. С. 3–21.
5. Лучицкая М.В. Тоналит-трондьемитовые комплексы Корякско-Камчатского региона (геология, геодинамика) М.: ГЕОС, 2001. 123 с.
6. Магадеев Б.Д. Вулканизм Вознесенско-Присакмарской зоны на широте г. Магнитогорска. Силурийско-девонский вулканизм Южного Урала. Уфа: Башкирский филиал АН СССР, Институт геологии, 1975. С. 86–91.
7. Маслов В.А. Девон восточного склона Южного Урала. М.: Наука, 1980. 224 с.
8. Маслов В.А., Артюшкова О.В. Стратиграфия палеозойских образований Учалинского района Башкирии. Уфа: Институт геологии УНЦ РАН, 2000. 140 с.
9. Перфильев А.С. Формирование коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1978. 188 с.
10. Руженцев С.В. Краевые офиолитовые аллохтоны. М.: Наука, 1976. 170 с.
11. Руженцев С.В., Кузнецов Н.Б., Карякин Ю.В. и др. "Фациальные" покровы в структуре Южного Урала // Тектоника и геофизика литосферы. Материалы совещания. М.: ГЕОС, 2002. Т. II. С. 149–153.
12. Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Курковская Л.А. Ордовикский кремнисто-базальтовый комплекс Южного Урала и его связь с офиолитами // Общие и региональные вопросы геологии. М.: ГЕОС, 1999. Вып. 1. С. 5–23.
13. Савельев А.А., Астраханцев О.В., Книппер А.Л., Шараськин А.Я., Савельева Г.Н. Стрение и фазы деформаций северного окончания Магнитогорской зоны Урала // Геотектоника. 1998. № 3. С. 38–50.
14. Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 246 с.
15. Савельева Г.Н., Шараськин А.Я., Савельев А.А., Книппер А.Л., Спадея П., Гаджеро Л. Офиолиты зоны сочленения южных уралид с окраиной Восточно-Европейского континента // Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М.: Наука, 1998. С. 93–116.
16. Смирнов С.В. Петрология верлит-клинопироксенит-габбровой ассоциации Нуралинского массива ультрабазитов и связанное с ней оруденение платиноидов. Автореф. дис.... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии СО РАН, 1995. 18 с.
17. Соколов С.Д., Лагabriель И., Жерар Ж.-К., Базылев Б.А. Положение ультраосновных пород в разрезе горы Длинной (Пенжинский район, северо-восток России) и их тектоническая интерпретация // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2000. Т.75. Вып. 6. С. 50–55.
18. Соколов С.Д., Пейве А.А., Крылов К.А., Григорьев В.Н. и др. Элементы структурной и вещественной упорядоченности в серпентинитовом меланже // Геотектоника. 1998. № 1. С. 47–62.
19. Тевелев А.В., Кошелева И.А., Рязанцев А.В. Состав и структурное положение ордовикских кремнисто-базальтовых комплексов Южного Урала // Общие и региональные вопросы геологии. М.: ГЕОС, 2000. Вып. 2. С. 25–45.
20. Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. 293 с.
21. Ханчук А.И., Григорьев В.Н., Голозубов В.В., Говоров В.И. и др. Куюльский офиолитовый террейн. Владивосток: Изд-во ДВГИ АН СССР, 1990. 108 с.

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

Hartzburgite-Type Ophiolites in the Structural Melange of the West Magnitogorsk Zone in the South Urals

N. L. Chaplygina, K. E. Degtyarev, and G. N. Savelieva

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

Abstract—The aim of this paper is to describe the structure of a serpentinite melange in the northern part of the West-Magnitogorsk zone of the Southern Urals. The serpentinite melange composes a series of folded nappe slabs. Each slab includes ophiolite blocks and large detached masses. A distinctive feature of the ophiolites is the hartzburgite composition of their mantle restite and the presence of banded rocks, layered gabbro, and siliceous volcanic rocks in the melange. The finds of conodonts in the siliceous-volcanic rocks date the ophiolites Ordovician. The structure and petrography of all rock complexes in the ophiolite sequence are described. The sequences of this type are believed to have been formed during the Early Paleozoic in the spreading zones of the oceanic crust in suprasubduction environments or in mid-oceanic ridges. It is likely that the spreading of the oceanic crust developed simultaneously with rifting in the continental margin, where lherzolite-type ophiolites accumulated.

УДК 551.243(470.3)

РАЗЛОМЫ МОСКОВСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

© 2002 г. В. Г. Николаев¹, Р. Г. Гарецкий², Р. Е. Айзберг², А. М. Ковхуто²

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

² Институт геологических наук НАН Беларуси, 220141, Минск, ул. Ак. Купревича, 7

Поступила в редакцию 10.09.2001 г.

На основании многочисленных материалов с учетом новейших геолого-геофизических данных составлена карта разломов Московской синеклизы. Выделено несколько генераций разрывных нарушений в осадочном чехле, отличающихся протяженностью, амплитудами и генезисом. По возрасту заложения и существования разломы делятся на рифейские, венд-палеозойские и мезозойские. Впервые показано существование в Московской синеклизе палеозойских разломов, возникших в результате седиментационных процессов, скорее всего, уплотнения пород.

Московская синеклиза представляет собой одну из крупнейших платформенных структур, расположенную, главным образом, в западных и центральных областях России, а ее западные и юго-западные склоны находятся на территории Беларуси. Осадочный чехол синеклизы характеризуется пологим наклоном слоев, а его мощность колеблется от первых сотен метров на бортах до 5 км и более в наиболее прогнутых частях. Зарождение Московской синеклизы связано с Оршанской впадиной, выполненной отложениями верхнего рифея. В дальнейшем синеклиза прошла сложную историю развития [7 и др.]. В виде крупнейшей структуры Восточно-Европейской платформы она оформилась в позднем венде, захватив обширную территорию между Балтийским щитом и Воронежской антеклизой. Наибольшую площадь Московская синеклиза занимала в среднем девоне, когда отложения этого возраста распространились вплоть до Украинского щита и образовали здесь ее протяженный юго-западный пологий склон. В позднем девоне (позднефранское и фаменское время) на этом склоне заложился Припятский палеорифт, а юго-западный край Московской синеклизы отступил на значительное расстояние к северо-востоку, немного далее меридиана Витебска. Поэтому при описании разломов Московской синеклизы мы рассматриваем и территорию позднерифейской Оршанской впадины, над которой вендские и девонские отложения образуют моноклиальный юго-западный склон синеклизы.

В предыдущих исследованиях основное внимание уделялось крупным разрывам, ограничивающим рифейские авлакогены [3, 12 и др.]. Вместе с тем существует точка зрения о полном отсутствии разрывных нарушений чехла в пределах Московской синеклизы. В частности, ряд авторов, опубликовавших структурные карты по поверхностям фундамента и вендских отложений [4, 5, 8],

не показали на этих картах ни одного разлома. Однако те же авторы в более поздней работе [19] описывают разломы, ограничивающие крупные грабены, в некоторых случаях (Молоковская, Букаловская площадки) подтвержденные данными бурения. Это свидетельствует о том, что указанные авторы подходят к разломам с точки зрения определенной концепции, а не с точки зрения фактического существования разрывных нарушений.

Анализ последних геофизических и буровых данных позволяет выявить системы разрывных нарушений разного возраста, типа и генезиса, а также и протрассировать их по простиранию. Территория Московской синеклизы покрыта сеткой сейсмопрофилей неравномерно, и поэтому, к сожалению, имеются участки, где разрывы не отмечены, хотя они вполне могут там присутствовать.

В результате проведенного комплексного анализа с учетом составленных ранее карт [9, 18 и др.] построена карта разломов Московской синеклизы масштаба 1 : 1000000, трансформированная для статьи в более мелкомасштабную схему (рис. 1). На ней выделено несколько генераций разрывных нарушений в платформенном чехле, прежде всего, по возрасту их заложения: а) рифейская, б) венд-палеозойская, в) мезозойская.

Разломы кристаллического фундамента, выделенные в основном по материалам магнитных и гравитационных съемок, а также по данным ГСЗ, разделяют обычно его структурно-вещественные комплексы. Они практически не влияют на поведение поверхности фундамента и не всегда продолжают в платформенном чехле. Это хорошо видно на профилях ГСЗ и КМПВ [10, 17 и др.], где большинство разломов фундамента заканчиваются у его поверхности (рис. 2). В ряде случаев разломы фундамента продолжают в чехле и иногда образуют бортовые разломы крупных авлакогенов. Но при этом возникает вопрос: а не

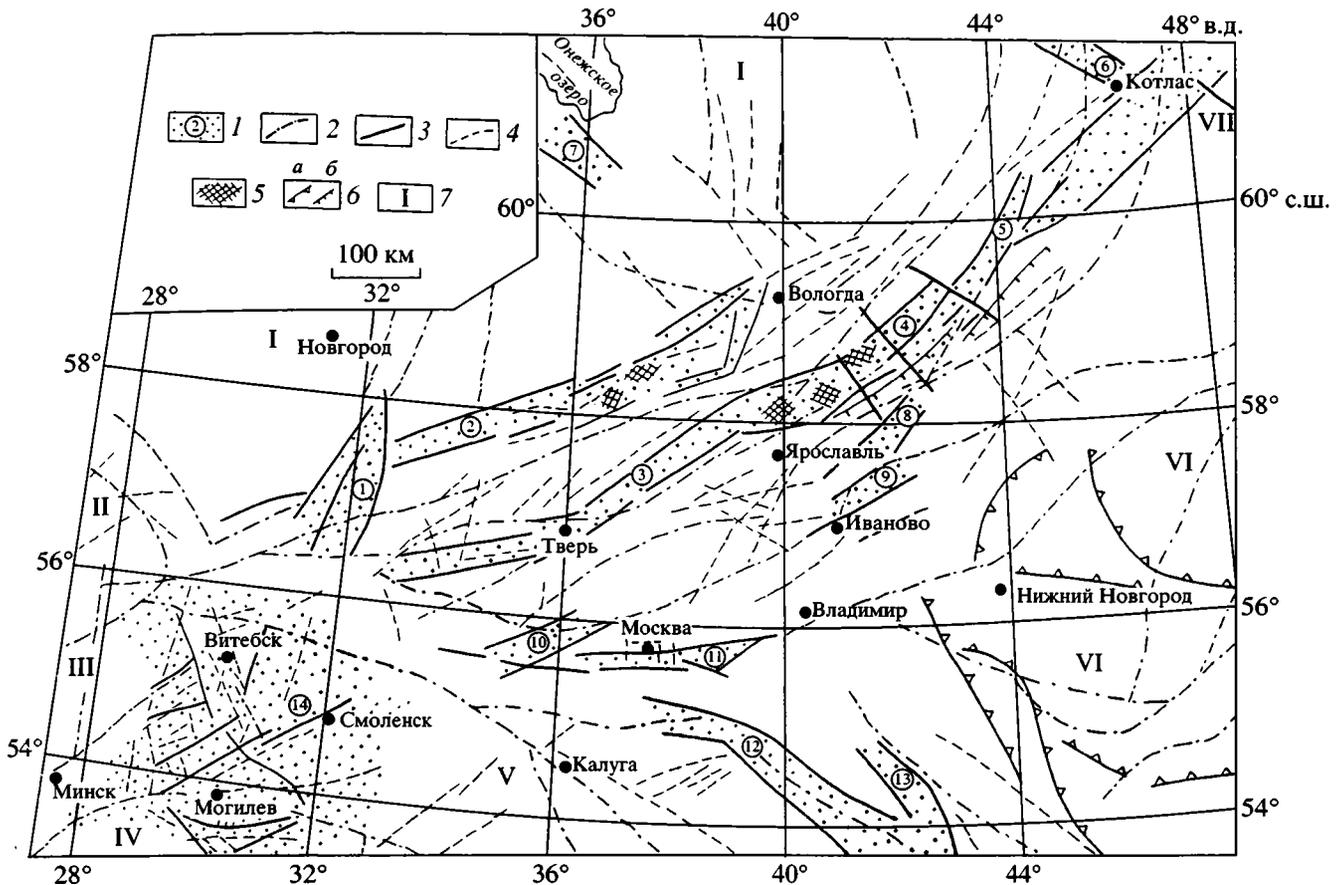


Рис. 1. Схема разломов Московской синеклизы

1 – основные рифейские структуры (цифры в кружках): 1 – Валдайский, 2 – Крестцовский, 3 – Тверской, 4 – Рослятинский (Солигаличский), 5 – Великоустюгский (Котласский), 6 – Онежско-Кандалакшский, 7 – Ладожский, 8 – Костромской, 9 – Владимирский, 10 – Гжатский, 11 – Московский, 12 – Рязано-Саратовский, 13 – Окско-Цнинский; 14 – Оршанская впадина; 2–6 – разрывные нарушения: 2 – фундамента (нерасчлененные), 3 – рифейские сбросы с амплитудой от 1.5 до 5 км, 4 – палеозойские, преимущественно сбросы с амплитудой в первые сотни метров, 5 – участки развития палеозойских седиментационных с амплитудой от первых десятков до 200–300 м, 6 – мезозойские; а – в основном надвиги с амплитудой до 300–400 м, б – сбросы; 7 – крупнейшие структуры, ограничивающие Московскую синеклизу: I – юго-западный склон Балтийского щита, II – Латвийская седловина, III – Белорусская антеклиза, IV – Жлобинская седловина, V – Воронежская антеклиза, VI – Волго-Уральская антеклиза, VII – Мезенская синеклиза

являются ли эти разломы рифейскими? Доказывать возраст таких разломов в Московской синеклизе затруднительно из-за большой мощности чехла и слабой их изученности. В других районах Восточно-Европейской платформы, более доступных изучению, наблюдается резкое пересечение разломов фундамента и рифейских разломов. Например, Кировоградский и другие крупные разломы фундамента расположены вкрест простирания Днепровско-Донецкого авлакогена. Представляется, что в пределах Московской синеклизы связи разломов фундамента и более поздних разрывных нарушений чаще всего не существует, хотя иногда они и совпадают друг с другом. В настоящее время эта проблема окончательно не решена и требует дальнейших специальных исследований.

Рифейские разломы протрассированы в основном по геофизическим данным и ограничивают крупные структуры первого порядка – грабенообразные прогибы, в том числе и авлакогены, заполненные мощными осадочными и осадочно-вулканогенными толщами. Эти разломы представляют собой высокоамплитудные сбросы, которые ограничивают Среднерусский авлакоген, состоящий из нескольких подставляющих друг друга грабенов. Авлакоген протягивается почти через всю территорию Московской синеклизы с юго-запада на северо-восток. Вдоль этой структуры наблюдаются рифейские сбросы с максимальной вертикальной амплитудой, причем последняя увеличивается к северо-востоку.

В Крестцовском грабене по данным сейсморазведки МОГТ наблюдаются крупные сбросы

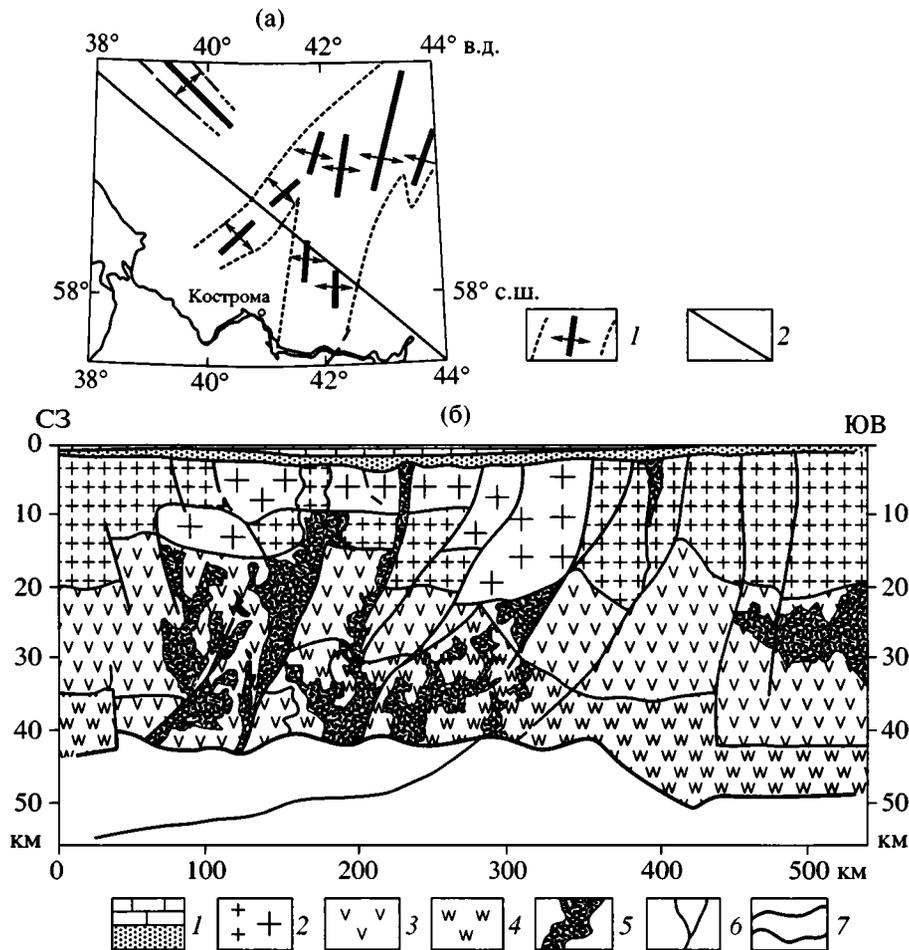


Рис. 2. Геологическая интерпретация профиля ГСЗ Белозерск-Семенов через Среднерусский авлакоген, из [14]: А – схема размещения профиля; Б – геологический разрез земной коры по профилю ГСЗ

На А: 1 – контуры грабенов и их основные зоны, 2 – профиль ГСЗ Белозерск–Семенов. На Б: 1 – венд-палеозойский осадочный чехол: карбонатные (вверху) и терригенные отложения; 2–4 – комплексы консолидированной земной коры разного состава, прогнозируемые по скорости сейсмических волн: 2 – метаморфические породы, гранито-гнейсы и гранитоиды нерасчлененные (мелкий знак) и преимущественно кислые магматические образования (крупный знак), 3 – породы преимущественно среднего состава, 4 – мафиты; 5 – интрузии основных и ультраосновных пород; 6 – разломы; 7 – верхняя (поверхность фундамента) и нижняя (примерно соответствует поверхности Мохоровичича) границы консолидированной земной коры

(рис. 3). Смещение по поверхности фундамента составляет 3.5 км на юго-востоке, а на северо-западе отмечается ступенчатое опускание. Центральная часть грабена выполнена осадочными и осадочно-магматическими слабдеформированными комплексами рифея [13]. Грабеновые комплексы перекрыты полого лежащими плитными отложениями венда-палеозоя, распространяющимися далеко за пределы грабена. Рифейские разломы здесь не затрагивают плитный чехол. В северо-восточной части Среднерусского авлакогена (Рослятинский и другие грабены) вертикальная амплитуда рифейских разломов достигает 4.0–5.0 км.

Главную систему разломов Среднерусского авлакогена нарушают более мелкие поперечные

разрывы северо-западного простирания. Они отделяют отдельные грабены друг от друга (Тверской и Солигаличский, Солигаличский и Великоустюгский), но также прослежены и внутри грабенов. Система разломов этого простирания расположена в северо-восточной части авлакогена. Вертикальная амплитуда смещения по ним невелика (не более 1000 м). Скорее всего, они относятся к сбросо-сдвигам.

На юго-западе Среднерусский авлакоген торцово упирается в Валдайский грабен, имеющий субмеридиональное простирание. Ограничивающие его рифейские разломы имеют вертикальную амплитуду около 2 км. Единичные разломы того же простирания отмечаются южнее, в пределах Оршанской впадины, где их амплитуда со-

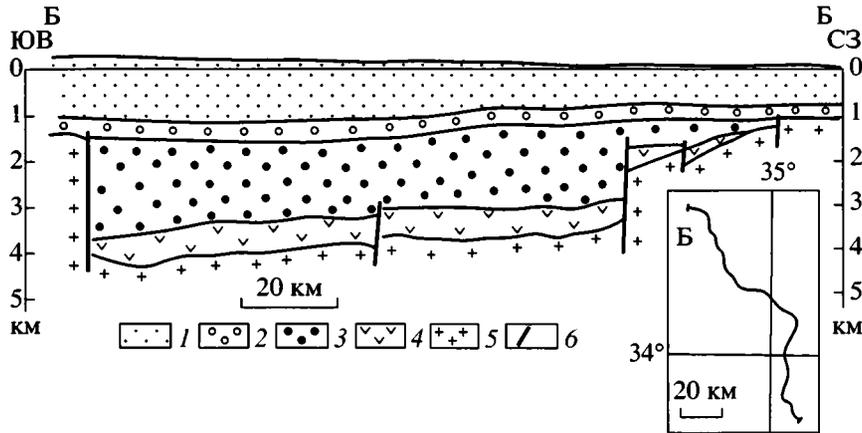


Рис. 3. Фрагмент сейсмогеологического разреза по профилю Б–Б через западную часть Московской синеклизы (по материалам Экспедиции № 2 ГНПП "Спецгеофизика", 2000 г.)

1–4 – комплексы осадочного чехла: 1 – палеозойский, 2 – вендский, 3 – осадочный рифейский, 4 – осадочно-магматический раннерифейский; 5 – кристаллический фундамент; 6 – разломы. На врезке местоположение профиля

ставляет первые сотни метров. На северо-востоке Среднерусский авлакоген обрывается системой грабенов, имеющих северо-западное простирание (Онежско-Кандалакшский, Лещуконский). Ограничивающие их разломы представляют собой сбросы с амплитудой до 3 км.

Такое положение рифейских разломов в центральной части Московской синеклизы позволяет высказать предположение о геодинамической обстановке в рифейское время. Вероятнее всего, развитие территории происходило в условиях сдвиговых движений, которые и определили торцовые ограничения Среднерусского авлакогена. То есть сам механизм формирования грабенов включал в себя не только вертикальные движения, но и сдвиговую составляющую (механизм пулл-апарт).

Кроме основного центрального звена рифейских разломов, на южном борту синеклизы выделяются еще две группы разрывных нарушений того же возраста, ограничивающих Московский и Гжатский грабены субширотного простирания, суммарной протяженностью примерно в 250 км. Расположенный на севере Московского грабена Павлово-Посадский сброс имеет амплитуду около 4 км. По разломам южного борта Московского грабена и ограничениям Гжатского грабена смещения по поверхности фундамента не превышают 2 км. Южнее расположены северные окончания Рязано-Саратовского и Окско-Цнинского авлакогенов северо-западного простирания. Первый из них в зоне выклинивания становится субширотным и параллельным Московскому грабелу. Бортовые разломы авлакогенов на рассматриваемой территории характеризуются амплитудой 1.5–2.0 км, хотя южнее в центральных частях структур она значительно выше.

В пределах Оршанской впадины рифейские разломы не образуют линейной зоны, а расположены в виде ортогональной системы северо-западного и северо-восточного простирания. Ярким структурным элементом является Центрально-Оршанский горст, разделяющий Витебскую и Могилевскую мульды. Горст ограничен разломами северо-восточного простирания и протягивается более чем на 100 км. Бортовые разломы заложились и развивались в рифее, однако окончательный вид (как будет показано ниже) приобрели в венде. Амплитуды рифейских разломов в Оршанской впадине не превышают первых сотен метров.

Венд-палеозойские разломы относительно равномерной сеткой покрывают территорию Московской синеклизы, причем следует отметить отсутствие крупных линейных разрывных зон. Основную массу составляют разломы разных направлений, небольшой амплитуды и разной кинематики, преимущественно сбросы. Такие разрывы очень трудно идентифицировать из-за малой амплитуды смещения, хотя иногда в скважинах, вскрывающих палеозойский разрез, наблюдаются брекчирование и трещиноватость пород мощностью в несколько метров, которые ассоциируются с разрывными нарушениями.

Несколько большее количество венд-палеозойских разломов установлено в Оршанской впадине, благодаря недавно проведенным магнитотеллурическим исследованиям [2]. Разломы, как правило, сбросы, простираются в разных направлениях на короткое расстояние, имеют амплитуду от нескольких десятков до 200–300 м. Но есть и более протяженные разрывные нарушения, захватывающие осадочный чехол, начиная с венда. Одним из таких разломов является Смоленский взброс северо-восточного простирания, проходя-

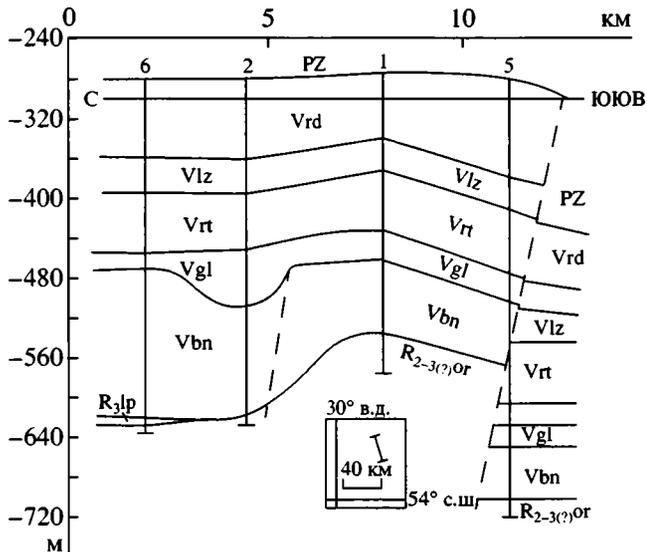


Рис. 4. Геологический разрез через Центрально-Оршанский горст. Справа Смоленский взброс

Буквами обозначены: $R_{2-3(?)or}$ – оршанская свита среднего-верхнего рифея; R_{3lp} – лапичская свита верхнего рифея; V – вендские отложения: свиты: bn – блонская, gl – глуская, rt – ротайчицкая, lz – лизненская; rd – редкинский горизонт; PZ – палеозойские отложения. На врезке местоположение профиля

щий по южному ограничению Центрально-Оршанского горста (рис. 4). Его протяженность составляет около 150 км. Плоскость взброса падает на север под углом 70–80°. Вертикальная амплитуда надвигания по подошве блонской свиты оп-

ределяется примерно в 140 м. Такие же величины сохраняются по всему вендскому разрезу. Судя по тому, что по обеим сторонам плоскости сместителя мощность отдельных стратиграфических подразделений не меняется, движения по разлому произошли после их накопления, т.е. в конце венда – начале палеозоя.

На сейсмических профилях высокой точности на отдельных площадях можно интерпретировать своеобразные системы разломов. Один из таких примеров приведен на рис. 5. Сейсмический профиль проходит через Северо-Даниловское поднятие, расположенное в Любимском грабене (центральная часть Московской синеклизы). Палеозойский разрез здесь представлен переслаиванием глин, аргиллитов, известняков, доломитов, песчаников и других пород.

На сейсмическом профиле выделяется система разрывов шириной около 15–20 км, причем разрывы имеют падение плоскостей сместителя как к югу, так и к северу с углами от 10 до 45°. Смещение по плоскостям разрывов очень маленькое или отсутствует вообще. Разрывы охватывают весь разрез палеозоя, за исключением каменноугольных отложений, в которых они не наблюдаются.

Отдельные разрывы доходят до фундамента, но смещают его поверхность очень незначительно или даже совсем не смещают, другие – расположены внутри горизонтов осадочного чехла мощностью 200–500 м. Рисунок разрывов очень напоминает так называемые цветочные разломы (flower faults), широко распространенные в оса-

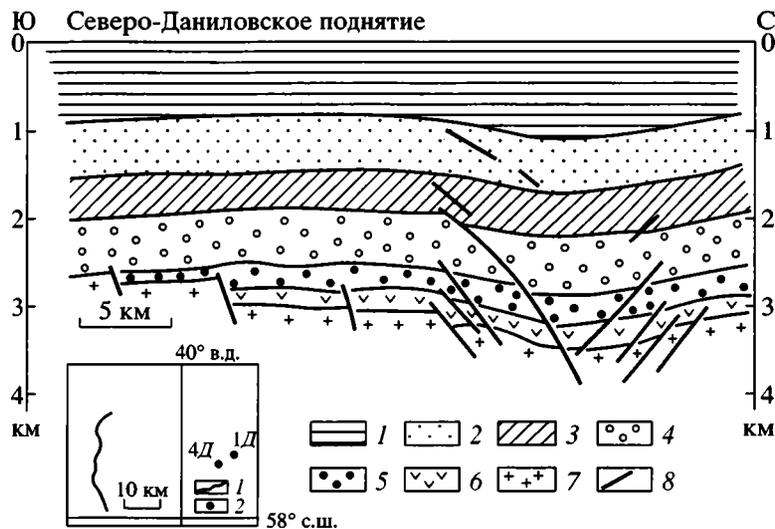


Рис. 5. Сейсмогеологический разрез по профилю 029805D через Северо-Даниловское поднятие в центральной части Московской синеклизы (по материалам Экспедиции № 2 ГНПП "Спецгеофизика", 1999 г.)

1–6 – комплексы чехла: 1 – каменноугольно-мезозойский, 2 – силурийско-девонский, 3 – кембрийско-ордовикский, 4 – вендский, 5 – осадочный рифейский, 6 – осадочно-магматический рифейский; 7 – кристаллический архейско-раннепротерозойский фундамент; 8 – разломы. На врезке местоположение профиля: 1 – линия профиля; 2 – скважины 1Д-1 Даниловская и 4Д – 4-я Даниловская

дочных толщах разных регионов мира. Предполагается, что своим происхождением эти разломы обязаны седиментационным процессам, в частности уплотнению пород.

Сходные разломы известны и на других локальных поднятиях (Молоковское, Дьяконовское и др.). Вероятно, такие разломы широко распространены по всей территории Московской синеклизы, но их выделение требует специальных исследований.

Мезозойские разломы известны только на юго-восточном склоне Московской синеклизы, примыкающем к Волго-Уральской антеклизе, где они широко развиты. Разломы, представляющие собой взбросы и надвиги с амплитудой от первых десятков метров до 1.0 км, захватывают верхние горизонты чехла (пермь–триас) и практически не затрагивают поверхность фундамента. Собственно мезозойские разломы Московской синеклизы изучены очень слабо, поэтому в качестве примера такого типа структур рассмотрим систему надвигов и взбросов расположенного восточнее Вятского вала, исследованную достаточно подробно [1].

Здесь обнаружены тела раздробленных и брекчированных пород, в матриксе которых полностью отсутствуют слоистые текстуры. Эти тела прорывают верхнепермские–нижнетриасовые отложения и по своей природе относятся к тектоническим меланжам, мощность которых колеблется от первых до десяти километров. По этим меланжам выделяется система надвигов и взбросов. Следует отметить, что на западе плоскости надвигов более пологие ($3-5^\circ$), чем на востоке (от 15 до 45°). Можно предположить, что восточные разрывы в более позднее время претерпели сбросовые движения, откуда и более крутые падения плоскостей сместителя. Не вызывает сомнения гипотеза возникновения надвиговых структур в результате бокового давления Урала [1 и др.], где на позднепермское–триасовое время приходится заключительный этап складчатости.

Единичные сбросы мезозойского возраста обнаружены вдоль южного борта Солигаличского грабена. Они имеют амплитуду 100–200 м, причем опущенным является южное крыло, в отличие от более ранних рифейских сбросов. Поскольку эти сбросы приурочены к инверсионному мезозойскому валу, а такие валы известны и на других бортах древних авлакогенов, можно предполагать, что мезозойские сбросы имеются и в других районах центральной части синеклизы. На наличие действующих в мезозое разломов указывают и катагенетические изменения раннетриасовых пепловых горизонтов в зоне Кунож-Кичменгских поднятий, расположенных вдоль северного борта Рослятинского грабена [11]. Изменения минералов связаны с действием локальной

гидротермальной системы, приуроченной к разлому, трассирующему зону дислокаций.

Кайнозойские (новейшие, неотектонически активные) разломы на схеме не показаны, что связано с их недостаточной изученностью, особенно на территории России. На территории Беларуси и соседних областей России [6] развита достаточно густая сеть неотектонически активных разломов. Они образуют две системы (диагональную и ортогональную). Диагональные разломы обычно направлены по амплитудам $40-55^\circ$ и $305-325^\circ$. Разломы ортогональной системы, как правило, имеют отклонение от азимутов меридианов и параллелей не более чем $5-10^\circ$. У диагональных разломов выявлены характерные оперения, примыкающие к основному разлому под острым углом (около $7-35^\circ$). Это может указывать на то, что новейшие разломы испытывали не только вертикальные, но и горизонтальные смещения. Результаты реконструкции неотектонических напряжений [16, 20] показали, что механизм формирования новейших структур запада и севера Восточно-Европейской платформы в значительной степени обусловлен сдвиговыми напряжениями, которые имеют ориентированную субмеридиональную ось сжатия и направленную субширотную ось растяжения. В таком поле напряжения разрывы северо-западного простирания являются правыми сдвигами, а северо-восточного – левыми. На основной части Московской синеклизы сетка новейших разломов гораздо реже [15]. Среди них присутствуют сбросы, сдвиги и другие типы разломов небольшой амплитуды.

Подводя итоги, можно сделать некоторые выводы. Во-первых, на всем протяжении эволюции Московской синеклизы ее территория находилась в разных геодинамических условиях, что выразилось в формировании разнонаправленных и разнотипных систем разломов. Основными этапами, характеризующимися разными режимами напряжений, были рифейский (в основном позднерифейский), палеозойский (докаменноугольный) и мезозойский (ранне-среднетриасовый). При этом этапом развития максимальных разрывных деформаций являлся рифейский, на более поздних этапах энергия и сила напряжений, вызывающих разрывные деформации, уменьшаются. Каждый этап характеризовался преобладанием того или иного типа разрывных нарушений: рифейский – крупные сбросы и сдвиги; венд-палеозойский – сбросы, взбросы и седиментационные разломы; мезозойский – надвиги, взбросы и сбросы. Следует особо отметить, что седиментационные разломы, ранее в Московской синеклизе не выделявшиеся, требуют специального изучения.

Работа выполнена при поддержке Белорусского республиканского фонда фундаментальных исследований (проект № 99-036Р) и Россий-

ского фонда фундаментальных исследований (проект № 00-05-81151 Бел 2000-а) – совместный проект, РФФИ (проект № 00-15-9853 – научная школа).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Архипов Ю.В., Высоцкий К.А., Калинин А.Т.* О деформациях платформенного чехла Волго-Уральской области // *Геотектоника*. 1996. № 5. С. 55–65.
2. *Астапенко В.Н., Довгаль Г.Н., Стадник Ю.Н.* Глубинное строение восточной части Беларуси по данным магнитотеллурических исследований // *Докл. НАН Беларуси*. 2001. Т. 45. № 2. С. 104–109.
3. *Валеев Р.Н.* Авлакогены Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1978. 152 с.
4. *Владимирова Т.В., Капустин И.Н., Федоров Д.Л.* Глубинная структура центральных районов Восточно-Европейской платформы // *Геотектоника*. 1997. № 3. С. 31–40.
5. *Владимирова Т.В., Капустин И.Н., Федоров Д.Л.* Особенности тектоники верхневендских отложений Московской синеклизы в связи с проблемой их нефтегазоносности // *Геотектоника*. 1998. № 6. С. 23–33.
6. *Гарецкий Р.Г., Айзберг Р.Е., Карабанов А.К. и др.* Новейшая тектоника и геодинамика Центральной Европы // *Геотектоника*. 1999. № 5. С. 3–14.
7. *Гарецкий Р.Г., Айзберг Р.Е., Николаев В.Г.* Московская синеклиза: зарождение и эволюция // *Докл. РАН*. 2001. Т. 376. № 4. С. 506–509.
8. Геология и нефтегазоносность Восточно-Европейской платформы / Под ред. В.В. Бронгулева. М.: Изд-во МГУ, 1985. 288 с.
9. Карта разломов территории СССР и сопредельных стран. Масштаб 1 : 2500000 / Гл. ред. А.В. Сидоренко. М.: Мингео СССР, 1980.
10. *Костюченко С.Л., Егоркин А.В., Солодилов Л.Н.* Тектоническая модель докембрия Московской синеклизы по результатам комплексных региональных исследований // *Разведка и охрана недр*. 1995. № 8. С. 8–12.
11. *Лозовский В.Р., Ерошев-Шак В.А., Афонин С.А.* О пелловых горизонтах и продуктах постэруптивных изменений пеллов в нижнем триасе Московской синеклизы // *Изв. вузов. Геология и разведка*. 2001. № 3. С. 19–28.
12. *Нагорный М.А.* Тектоника Волыно-Среднерусской системы прогибов. Минск: Наука и техника, 1990. 105 с.
13. *Николаев В.Г.* Тектоническая предыстория Московской синеклизы в рифее // *Геотектоника*. 1999. № 6. С. 59–65.
14. Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии / Под ред. А.Ф. Грачева. М.: Пробел, 2000. 487 с.
15. Новейшая тектоника Северной Евразии. Объяснительная записка к карте новейшей тектоники Северной Евразии масштаба 1 : 5000000 / Под ред. А.Ф. Грачева. М.: ГЕОС, 1998. 147 с.
16. *Сим Л.А., Зайцев В.А.* Неотектонические напряжения севера Восточно-Европейской платформы и Урала // *Тектоника и магматизм Восточно-Европейской платформы*. М.: Фонд “Наука России”, 1994. С. 169–175.
17. *Соколов Б.А., Пийп В.Б., Ефимова Е.А.* Строение фундамента центральной части Восточно-Европейской платформы по сейсмическим данным // *Докл. РАН*. 1994. Т. 336. № 1. С. 93–98.
18. Структурная карта поверхности фундамента платформенных территорий СССР. Масштаб 1 : 5000000. М.: Мингео РСФСР, 1983.
19. *Федоров Д.Л., Владимирова Т.В., Капустин И.Н., Цыбин В.Ф.* Тектоника Московской и Мезенской синеклиз в связи с возможной нефтегазоносностью верхнепротерозойских отложений // *Современные проблемы геологии нефти и газа*. М.: Научный мир, 2001. С. 153–160.
20. *Sim L.A.* Neotectonics stress fields of the East European platform (EEP) and adjacent structures // *Літосфера*. 1996. № 5. С. 100–107.

Рецензенты: Ю.Г. Леонов, Н.В. Короновский

Faults of the Moscow Syncline

V. G. Nikolaev*, R. G. Garetskii, R. E. Aizberg**, and A. M. Kovkhuto****

**Geological Institute (GIN), Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia*

***Institute of Geological Sciences, National Academy of Sciences of Belarus, ul. Akademika Kuprevich 7, Minsk, 220141 Belarus*

Abstract—A map of faults of the Moscow syncline was compiled on the basis of abundant material, with recent geological and geophysical data included. Several generations of faults differing in extension, throw, and genesis have been recognized in the sedimentary cover. Based on the timing of their inception and lifetime, Riphean, Vendian-Paleozoic, and Mesozoic faults are defined. Paleozoic faults resulting from sedimentation processes, most probably, from compaction of rocks are described in the area of Moscow syncline for the first time.

УДК 551.243.4(571.66)

ЛЕСНОВСКИЙ ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ПОКРОВ, СЕВЕРНАЯ КАМЧАТКА© 2002 г. А. В. Соловьев¹, М. Н. Шапиро², Дж. И. Гарвер³¹Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, Москва, 119180, Старомонетный пер., 22²Институт физики Земли РАН, Москва, 123810, Большая Грузинская, 10³Юнион Колледж, Скенектади, США

Поступила в редакцию 14.08.2001 г.

Лесновско-Ватынский надвиг (Южная Корякия, Камчатка) сформировался в результате коллизии меловой островной дуги с Евразийским континентом. По этому шву меловые окраинноморские и островодужные комплексы шарьированы на меловые–палеогеновые отложения Евразийской континентальной окраины. Шов перекрыт неоавтохтонными вулканитами кинкильского пояса и прорван интрузиями. Определение возраста терригенных отложений автохтона (лесновская серия) методом трекового датирования циркона и по нанопланктону показало, что его формирование происходило до середины среднего эоцена. Неоавтохтон (кинкильская свита) Лесновско-Ватынского надвига и прорывающая его интрузия (массив Шаманка) датируются 45 млн. лет. Таким образом, формирование Лесновского надвига произошло на рубеже 45–46 млн. лет назад, менее чем за 1 млн. лет. Предложена модель коллизионного процесса.

ВВЕДЕНИЕ

Северо-восточная часть Азии является коллажем разновозрастных гетерогенных террейнов, причленившихся к Евразии в мезозое и кайнозое [1, 2, 4, 16, 17, 19, 20, 25, 47, 51]. Одним из последних элементов, вошедших в структуру Северо-Востока Азии, является пояс интенсивно деформированных осадочно-вулканогенных отложений, протянувшийся из фронтальной части Олюторской зоны в пределы Камчатки (рис. 1). Этот пояс представлен меловыми окраинноморскими и островодужными комплексами [1, 19, 21, 25, 26, 28], в современной структуре залегающими на гетерогенном фундаменте [3, 16]. Палеомагнитные данные показывают, что островодужные комплексы начали формироваться примерно на 20° южнее той части континента [11, 13], к которой они сейчас причленены. Очевиден существенный дрейф дуги в составе океанической плиты/плит, который закончился коллизией дуги и континента [12, 22, 23, 34], их совместной деформацией и формированием протяженного тектонического шва [14, 21, 23, 30, 32]. Вместе с тем нет окончательного ответа на вопрос, когда и каким образом произошла коллизия. Ответ в значительной степени зависит от точной датировки коллизии. Предполагается, что коллизия меловой дуги с Азией привела к среднеэоценовой перестройке кинематики плит Северной Пацифики, отмиранию хребта Кула–Пацифик и изменению направления дрейфа Тихоокеанской плиты [38]. Таким образом, датировка коллизии позднемеловой дуги с Евразией важна для понимания природы тектонических процессов, происходивших по север-

ной периферии Тихого океана в первой половине кайнозоя.

ЛЕСНОВСКО-ВАТЫНСКИЙ НАДВИГ

Лесновско-Ватынский надвиг (см. рис. 1) является одной из крупнейших сутур Северо-Восточной Азии и прослеживается в пределах южной Корякии и Камчатки [1, 14, 19, 21, 25, 30, 32]. Надвиг разделяет меловые–эоценовые отложения Евразийской континентальной окраины [1, 10, 20, 22] и меловые окраинноморские и островодужные комплексы [1, 28]; в южной Корякии – это Ватыно-Вывенский надвиг [14, 21], на перешейке Камчатки – это Лесновский надвиг [30, 32].

По Ватыно-Вывенскому надвику верхнемеловые кремнисто-вулканогенные образования в виде относительно тонкой пластины налегают на меловые–палеогеновые флишоидные терригенные толщи Укэлятского прогиба [10, 21], сформированные у подножия континентального склона Азии. Возраст шарьирования оценивался как: 1) маастрихтский (датировка матрикса поднадвиговой олистостромы (?) по бентосным фораминиферам [15]); 2) среднеэоценовый (возраст наиболее молодых слоев автохтона по бентосным фораминиферам [10] и трековым датировкам обломочного циркона [22, 33, 46]); 3) среднемиоценовый (датировка наиболее древнего углового несогласия [6], фиксируемого в ближайших окрестностях надвига на Ильпинском полуострове [28]). Основная трудность определения времени шарьирования обусловлена отсутствием доплиоценовых неоавтохтонных комплексов.

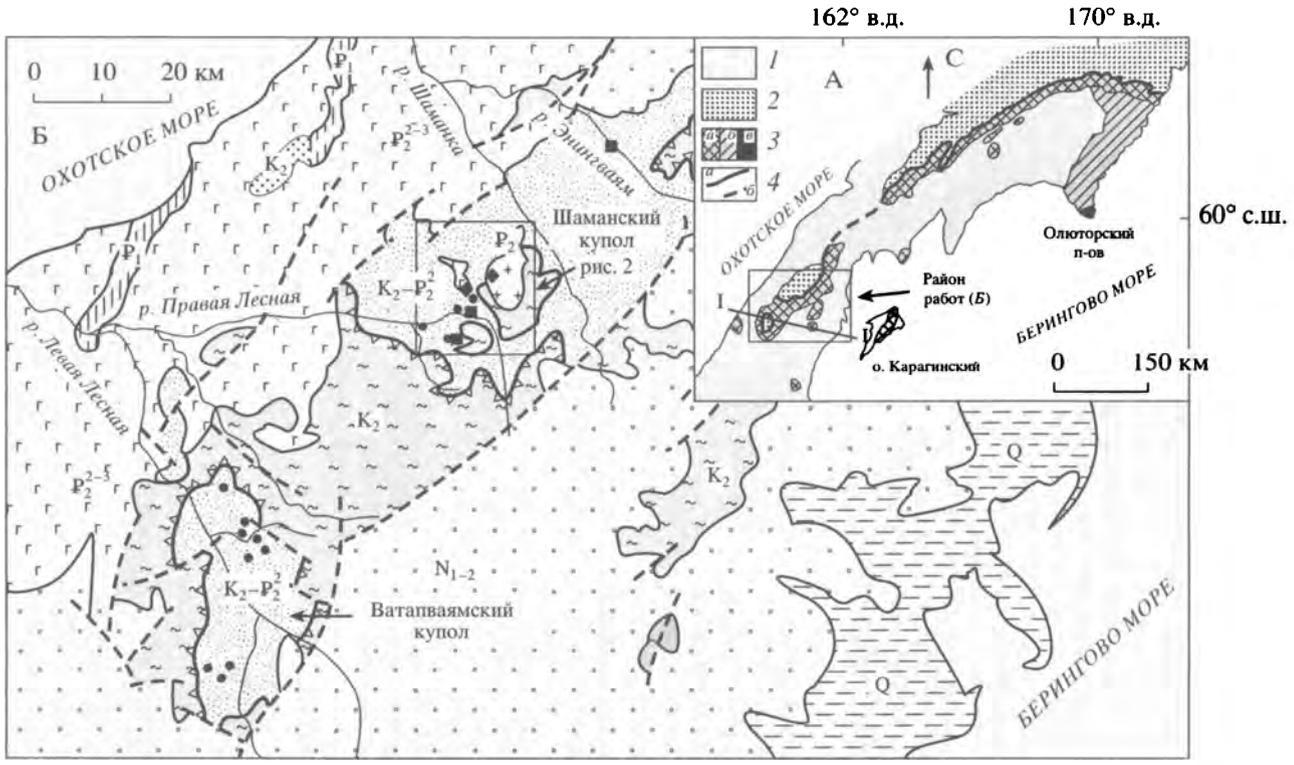


Рис. 1. Геологическое строение Лесновско-Ватынского коллизийного шва: А – расположение Лесновско-Ватынского надвига в структуре Олюторской зоны и северной Камчатки, по [1], с изменениями авторов; В – схема строения перешейка полуострова Камчатка; В – схематический геологический профиль по линии I – I

Для А: 1 – кайнозойские отложения; 2 – меловые–палеогеновые отложения Укэлятско-Лесновского прогиба; 3 – меловые кремнисто-вулканогенные комплексы: а – фронтальной части Олюторской зоны и перешейка Камчатки, б – Олюторского хребта, в – Олюторского полуострова; 4 – Лесновско-Ватынский надвиг: а – установленный, б – предполагаемый.

Для В и В: 1 – автохтонный комплекс – лесновская серия (верхний мел?–средний эоцен); 2 – аллохтонный комплекс – ирунейская свита (верхний мел); 3–6 – неоавтохтонный комплекс: 3 – эффузивы средне-верхнеэоценовой кинкильской свиты (Западно-Камчатский вулканический пояс), 4 – верхнеэоцен-нижнемиоценовые осадочные толщи и миоплиоценовые вулканы Центрально-Камчатского пояса, 5 – рыхлые четвертичные образования, 6 – Шаманкинский массив гранитоидов; 7, 8 – терригенные комплексы Западной Камчатки: 7 – тальническая свита (верхний мел), 8 – геткилинская свита (палеоэоцен); 9 – тектонические границы: а – Лесновский надвиг и б – прочие разрывы; 10 – точки отбора песчаников лесновской серии для изучения цирконов трековым методом (а), участки отбора проб на нанофоссилии из лесновской серии (б); 11 – места отбора проб для определения возраста изотопными методами

Лесновский надвиг (см. рис. 1, В) на перешейке Камчатки является южным продолжением Ватыно-Вывенского. Здесь тоже картируется мало-мощная пластина, сложенная кремнисто-вулканогенными образованиями верхнего мела, залегающими на интенсивно дислоцированном флише лесновской серии [30, 32]. Важным отличием перешейка Камчатки от фронтальной части Олюторской зоны является широкое распространение здесь неавтохтонных комплексов, позволяющих определить верхнюю возрастную границу окончания надвигообразования при коллизии дуги с континентом. Нижняя возрастная граница этого процесса определяется датировкой наиболее молодых образований автохтона или аллохтона. Полученные нами новые датировки, касающиеся автохтонного и неавтохтонного комплексов, позволили установить возраст надвигообразования.

ХАРАКТЕРИСТИКА КОМПЛЕКСОВ ПЕРЕШЕЙКА КАМЧАТКИ

Строение и возраст автохтона Лесновского надвига

Автохтон Лесновского надвига сложен терригенным флишем [31, 32, 33]. В нем выделяются фации дистальных турбидитов и контуритов. Единичные наблюдения директивных текстур (язычковых иероглифов и асимметричных микродюнь) указывают на западный источник обломочного материала [23]. Флиш смят в складки западной vergentности и нередко превращен в тектонический меланж [23, 32]. Подошва серии нигде не вскрыта, отсутствуют ее последовательно описанные разрезы и достоверные оценки мощностей. Структурно выше залегают кремнисто-вулканогенные комплексы аллохтона, как правило, отделенные зоной милонитов. Ниже милонитов отмечается зона тектонического меланжа (200–400 м) с матриксом из пород лесновской серии и глыбами туфов, кремней, базальтов и песчаников. Эти глыбы ранее рассматривались в качестве линз в разрезе лесновской серии, а находки иноцерамов и радиолярий в них приводи-

лись как обоснование ее мелового возраста [5]. В разрезе лесновской серии макрофауна отсутствует, радиолярии крайне редки, а фораминиферы представлены редкими агглютинированными формами широкого возрастного диапазона. Единственной группой фоссилий, которая позволяет делать достоверные заключения о возрасте этой толщи, является известковый нанопланктон. Впервые из образца аргиллитов лесновской серии, отобранного в бассейне реки Энингваям, был выделен *Cyclargolithus floridanus* (определение Е.А. Щербининой), ограничивающий возраст пробы среднеэоцен-олигоценным интервалом; кроме того, из других проб этого района были сделаны определения верхнемелового нанопланктона [27]. Таким образом, до последнего времени возраст лесновской серии остается дискуссионным.

Для определения возраста лесновской серии нами были использованы два независимых метода: детритовая термохронология и изучение нанопланктона (определение нанопланктона проводилось Е.А. Щербининой (ГИН РАН)).

Детритовая термохронология. Методика детритовой термохронологии опирается на трековое датирование отдельных зерен детритовых минералов (циркон, апатит) из осадочных пород. Трековое датирование минералов базируется на подсчете плотности треков осколков спонтанного деления ядер урана (U^{238}), накапливающихся в минерале в ходе геологической истории [39, 48]. Накопление треков в минерале с течением времени – процесс, подобный накоплению радиогенных изотопов в результате радиоактивного распада. Устойчивость треков определяется, прежде всего, температурой, то есть треки образуются и сохраняются в кристаллах, остывших ниже “эффективной температуры закрытия”. Статистически эффективная температура закрытия соответствует моменту, когда становится устойчивым более чем 50% треков [50]. Если принять, что образец монотонно остывает в условиях, типичных для геологических процессов (скорость остывания от 1 до 30° С/млн. лет), то эффективная температура

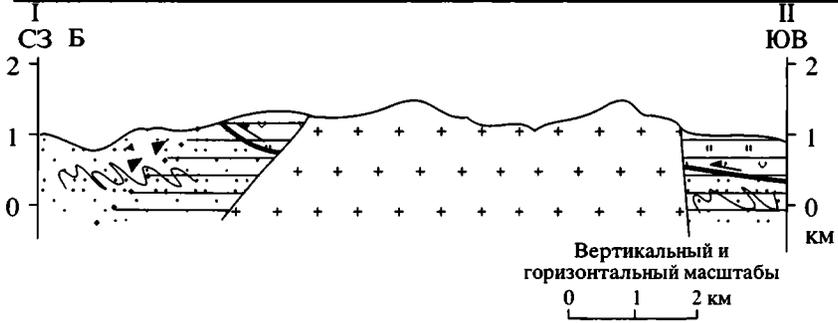
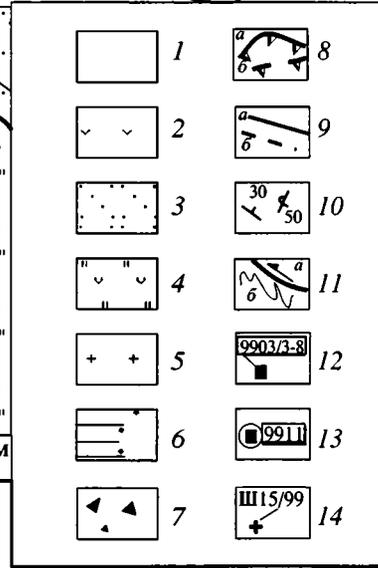
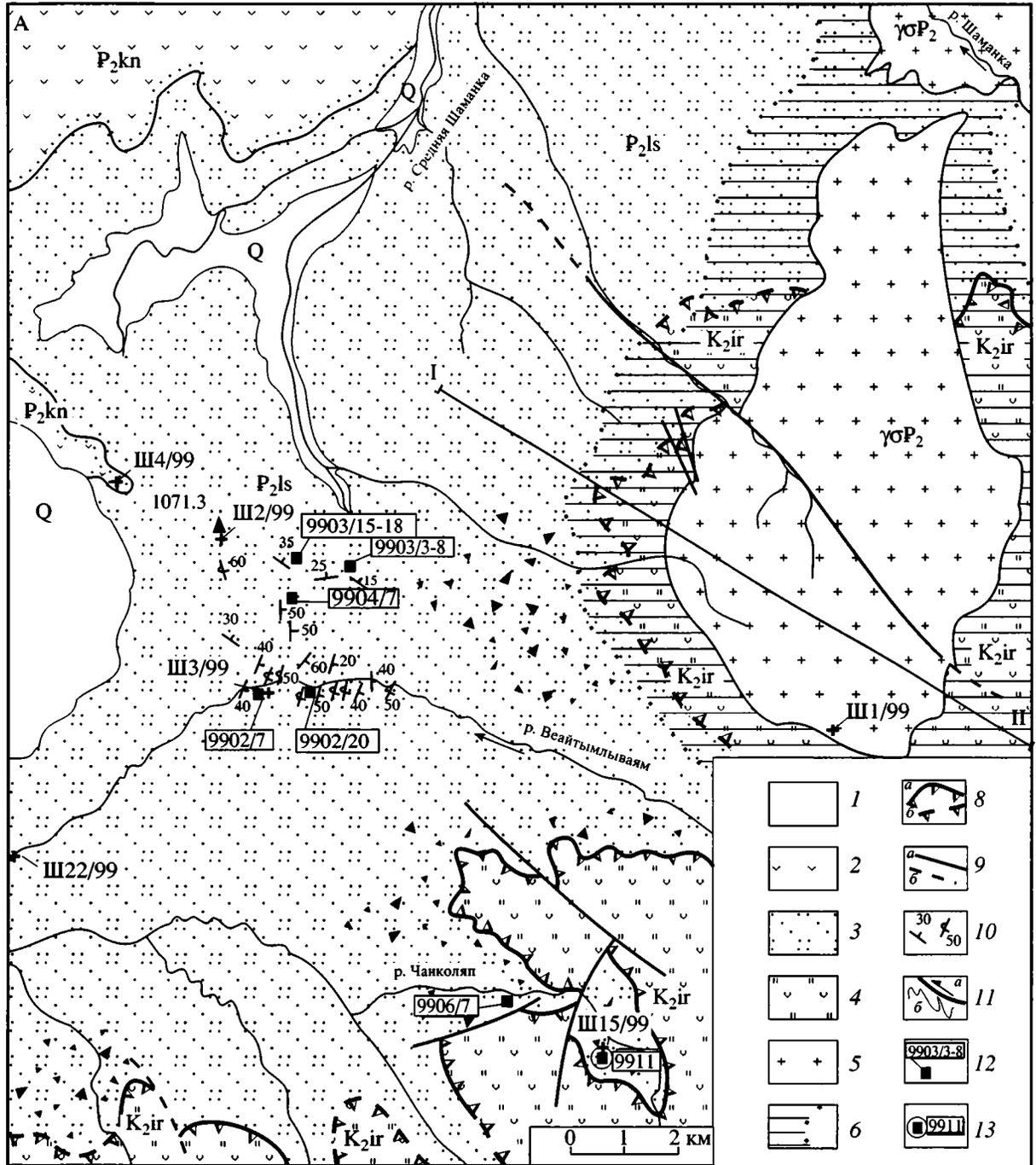


Рис. 2. Строение западного и юго-западного обрамления Шаманкинского массива гранитоидов, по [30, 34], с изменениями: А – геологическая схема, Б – схематический профиль по линии I–II

1 – четвертичные образования; 2 – кинкильская свита (средний эоцен); 3 – лесновская серия (палеоцен – средний эоцен); 4 – ирунейская свита (сантон – маастрихт); 5 – среднеэоценовые гранодиориты; 6 – роговики и их внешняя граница; 7 – наиболее широкие поля меланжа в автохтоне Лесновского надвига; 8 – Лесновский надвиг: а – откартированный, б – предполагаемый в поле роговиков; 9 – прочие разрывы: а – откартированные, б – предполагаемые; 10 – элементы залегания; 11 – на профиле – рис. 2 Б: а – сместитель Лесновского надвига, б – складчатые деформации автохтона; 12 – расположение и номера образцов с нанопланктоном из лесновской серии; 13 – образец с нанопланктоном из глыбы в поднадвиговом меланже; 14 – номера образцов для датирования различными геохронологическими методами

закрытия для циркона будет соответствовать 215–240°C [37].

Главное достоинство детритовой термохронологии состоит в том, что она позволяет проследить во времени связь эндогенных (магматизм, вулканизм, орогенез) и экзогенных (эрозия, седиментация) процессов. Первая работа в этой области появилась 15 лет назад [42]. На сегодняшний день детритовая термохронология является популярным инструментом изучения седиментационных и тектонических процессов в различных регионах мира [22, 24, 33, 37, 41, 44–46].

Так как трековое датирование позволяет определять возраст отдельных минеральных зерен, то становится возможным разделить разновозрастные популяции, связанные с различными источниками сноса. Остывание пород в источниках сноса может быть обусловлено разными геологическими процессами. С одной стороны, вулканические породы и близповерхностные интрузии остывают быстро и разрушаются эрозией, а цирконы, связанные с ними, быстро попадают в бассейн седиментации. Это позволяет использовать их для датирования немых терригенных толщ [24, 33, 37, 44–46]. С другой стороны, при выведении блоков с глубинных уровней в определенный момент происходит их “остывание”, то есть породы поднимаются выше уровня температуры закрытия трековой системы [45, 50]. С этого момента начинается формирование и накопление треков в минеральных кристаллах, и возраст, определенный по этим минералам, будет соответствовать возрасту остывания породы.

Тринадцать образцов песчаников (4–10 кг каждый) были отобраны в пределах Ватапваймского и Шаманкинского выступов (рис. 2, см. рис. 1) Лесновского поднятия. Цирконы были выделены из песчаников в лаборатории акцессорных минералов Института литосферы окраинных и внутренних морей РАН. Определение возрастов цирконов проведено в лаборатории трекового датирования Юнион Колледжа (Скенектади, штат Нью-Йорк, США). Особенности технической подготовки образцов и их датирования указаны в подписях к таблице 1. Из каждого образца было датировано от 45 до 90 зерен циркона (см. табл. 1). Для вычисления возраста зерен циркона исполь-

зована программа М.Т. Брэндона (Йельский университет, США) – Zetaage 4.7. Возраст отдельных зерен во всех образцах распределен в достаточно широких пределах, это позволяет предполагать, что в песчаниках встречается несколько разновозрастных популяций циркона. Для разделения разновозрастных популяций использована программа Vinomfit 1.8, созданная М.Т. Брэндонем (Йельский университет, США) с использованием алгоритма [43]¹.

При анализе распределения трековых возрастов по 12 образцам выделяется три разновозрастные популяции циркона: P1 – 44–58 млн. лет, P2 – 71–106 млн. лет и P3 – 104–176 млн. лет (см. табл. 1). Изучение апатита из тех же образцов показало, что треки в апатите не испытали отжига или испытали лишь частичный отжиг [49]. Значит, температура нагрева отложений лесновской серии после осадконакопления не превышала 80–120°C (температура закрытия трековой системы в апатите) [50]. Таким образом, можно утверждать, что отжиг треков в цирконе не происходил, так как температура закрытия трековой системы в цирконе оценивается в 215–240°C [37, 50]. Наиболее молодая популяция P1 распределена в интервале от 43.7 ± 3.4 до 58.1 ± 4.2 млн. лет (см. рис. 5), то есть цирконы этой популяции испытали последнее охлаждение в интервале от конца палеоцена до середины эоцена. Поскольку отложения всегда моложе содержащихся в них обломков, опробованная часть лесновской серии не может быть древнее конца палеоцена–начала эоцена.

Изучение нанопланктона. Основной участок опробования на нанопланктон расположен в истоках реки Правая Лесная (см. рис. 1, 2). На этом участке было отобрано 46 проб из наиболее мягких и наименее кливажированных аргиллитов. В 12 из них были найдены редкие формы нанопланктона (определения Е.А. Щербининой, табл. 2) [34]. В большинстве образцов лесновской серии нанопланктон представлен в единичных экземплярах и, в целом, принадлежит раннепалеогеновому интервалу. Образцы 9902-1, 9902-5, 9902-7 и 9902-11 содержат *Micula decussata*, *Sphenolithus primus/moriformis*, *Neochiastozygus sp.*, *Watznaueria*

¹ Программы, использованные для расчетов, доступны для любого пользователя по <http://Nove.geology.yale.edu/~brandon>.

Таблица 1. Трековые возрасты детритовых цирконов из песчаников лесновской серии (Северная Камчатка)

N обр.	Серия, свита	Nt	Возраст популяций циркона		
			P1, млн. лет	P2, млн. лет	P3, млн. лет
Лесновское поднятие (Шаманкинский купол)					
Ш3/99	Лесновская	60	51.6 ± 5.0 (27%)	86.7 ± 8.9 (55%)	131.4 ± 29.2 (18%)
Ш2/99	Лесновская	75	54.1 ± 8.9 (16%)	73.9 ± 13.9 (26%)	132.6 ± 9.2 (58%)
Ш21/99	Лесновская	60	56.1 ± 3.8 (37%)	106.0 ± 11.5 (47%)	150.3 ± 34.2 (16%)
Ш15/99	Лесновская (глыба)	59	86.1 ± 6.1 (44%)	155.3 ± 11.0 (56%)	–
Лесновское поднятие (Ватапваймский купол)					
L12	Лесновская	67	43.7 ± 3.4 (17%)	70.6 ± 4.4 (67%)	107.0 ± 12.2 (16%)
L1	Лесновская	45	46.0 ± 2.7 (49%)	–	107.3 ± 7.0 (51%)
L9	Лесновская	90	47.0 ± 3.8 (19%)	70.8 ± 5.7 (56%)	104.0 ± 11.9 (25%)
L2	Лесновская	90	48.1 ± 5.0 (7%)	78.1 ± 5.8 (53%)	116.0 ± 8.6 (40%)
L11	Лесновская	90	50.4 ± 5.6 (20%)	70.6 ± 6.6 (65%)	109.7 ± 25.0 (15%)
L10	Лесновская	90	53.9 ± 3.4 (40%)	87.5 ± 6.2 (50%)	176.5 ± 23.8 (10%)
L17	Лесновская	90	54.5 ± 10.4 (5%)	84.6 ± 6.5 (65%)	134.6 ± 18.9 (30%)
L13	Лесновская	89	55.5 ± 3.5 (34%)	93.0 ± 4.8 (66%)	–
L4	Лесновская	90	58.1 ± 4.2 (36%)	83.3 ± 6.3 (51%)	130.5 ± 14.9 (13%)

Примечание. N обр. – номер образца. Nt – количество датированных зерен циркона в образце. P1, P2, P3 – популяции циркона, рассчитанные по программе WinomFit v 1.8 [35, 36]. Возрасты приведены в млн. лет, ошибка определения возраста соответствует $\pm 1\sigma$, проценты в скобках отражают количество зерен данной популяции от общего числа датированных зерен (Nt). Цирконы датированы с использованием метода внешнего детектора [50]. Зерна циркона были впрессованы в пластинки FEP Teflon™ размером 2 × 2 см². Для каждого образца готовилось 2 пластинки. Пластинки обдирались на образивном круге и затем полировались с использованием алмазных паст (9 мкм и 1 мкм) и пасты Al₂O₃ 0.3 мкм на конечной стадии. Химическое травление пластинок производилось составом NaOH-KOH при температуре 228°C в течение 15 часов (первая пластинка) и 30 часов (вторая пластинка). После травления пластинки были накрыты детектором (слода с низким содержанием урана) и облучены в потоке тепловых нейтронов порядка 2×10^{15} нейтрон/см² (реактор Университета штата Орегон). Одновременно с образцами облучались возрастные стандарты для циркона (Фиш Каньон Туф (Fish Canyon Tuff – FCT) и Булак Туф (Buluk Tuff -BL)) и стекло-дозиметр, с известным содержанием урана (CN-5) [40]. При подсчете треков использовался микроскоп Olympus BH-P с автоматизированной системой и цифровой планшеткой, максимальное увеличение 1256×, сухой метод. ζ -фактор [40], вычисленный по 10 возрастным стандартам (6 образцов – FCT, 4 образца – BL), равнялся 305.01 ± 6.91 .

barnesae, указывающие на палеоценовый возраст вмещающих пород. Отложения, из которых были отобраны образцы 9902-20, 9903-11 и 9903-18, не древнее среднего эоцена, причем, вероятнее всего, его верхней части, что можно предположить по присутствию Reticulofenestra umbilicus, Helicosphaera compacta и Dictyococcites bisectus, и не моложе раннего олигоцена (верхний предел распространения Reticulofenestra umbilicus). В некоторых образцах встречены виды широкого стратиграфического распространения. Например, Cyclacargolithus floridanus и Helicosphaera compacta, найденные в обр. 9902-20, дают интервал средний эоцен–олигоцен, сочетание Sphenolithus moriformis и Zygrhablithus bijugatus – эоцен–олигоцен, Socolithus pelagicus и Sphenolithus primus/moriformis – конец дания – средний миоцен.

Итак, по совокупности видов нанопланктона, выделенных из аргиллитов лесновской серии, можно считать, что ее отложения относятся к палеоцен-среднеэоценовому интервалу (см. рис. 5).

Возраст глыб терригенного состава в отложениях лесновской серии. В верховьях ручья Чанколяп (см. рис. 2) хорошо обнажен Лесновский надвиг и мощная зона поднадвигового меланжа, где в песчано-аргиллитовом матриксе пород лесновской серии содержится много глыб различного размера (от первых метров до первых сотен метров), большая часть которых на этом участке представлена терригенными отложениями. Одна из глыб (т. 9911, см. рис. 2) сложена песчаниками, алевролитами и аргиллитами, содержащими маломощные линзы кремней и обломки призматических слоев иноцеромов [34]. Песчаники по составу аналогичны песчаникам лесновской серии. В четырех образцах аргиллитов этой глыбы обнаружены отдельные формы нанопланктона (см. табл. 2) сантон-кампанского возраста. Матрикс меланжа в данном месте представлен более молодыми породами, так как в аргиллитах обнаружен Sphenolithus moriformis – кайнозойская форма широкого возрастного диапазона (нижний эоцен – миоцен).

Таблица 2. Нанопланктон лесновской серии в истоках реки Правая Лесная (Северная Камчатка)

Виды нанопланктона	Номера образцов																	
	9902-1	9902-5	9902-7	9902-11	9902-20	9903-4	9903-5	9903-6	9903-11	9903-15	9903-16	9903-18	9904-7	9906-7	9911-7	9911-8	9911-12	9911-17
<i>Cyclicargolithus floridanus</i>					■		■		■									
<i>Coccolithus pelagicus</i>								■			■							
<i>Sphenolithus primus/moriformis</i>	■			■		■					■			■				
<i>Dictyococcites bisectus</i>									■			■						
<i>Reticulofenestra umbilicus</i>									■	■								
<i>R. haqii</i>									■									
<i>R. dictyoda</i>													■					
<i>Helicosphaera compacta</i>					■													
<i>Chiasmolithus cf. nitidus</i>									■									
<i>Zyghabliothus bijugatus</i>						■												
<i>Micula decussata</i>			■															
<i>Neochiastozygus sp.</i>		■																
<i>Thoracosphaera sp.</i>									■									
<i>Watznaueria barnesae</i>	■															■	■	■
<i>Reinhardtites anthiphorus</i>															■			
<i>Eiffelolithus turrisseffeli</i>																	■	
<i>Prediscosphaera sp.</i>																■		

Трековое датирование циркона, выделенного из песчаников этой же глыбы (т. 9911, образец Ш15/99), показало, что в пробе присутствуют две популяции (см. табл. 1). Молодая популяция циркона имеет возраст 86.1 ± 6.1 млн. лет, что соответствует коньяку–сантону. Мы предполагаем, что опробованная глыба является отторженцем нижних горизонтов флиша, эксгумированным при деформации, сопряженной с формированием Лесновского надвига. В связи с этим общий возрастной диапазон серии оценивается как сантон – нижняя часть среднего эоцена (см. рис. 5).

Строение и возраст аллохтона Лесновского надвига

Аллохтон Лесновского надвига имеет сложное строение и состоит из многочисленных тектонических чешуй, что препятствует составлению опорных разрезов кремнисто-вулканогенных отложений [5, 9].

На западном склоне Лесновского поднятия кремнисто-вулканогенные отложения имеют двучленное строение с преобладанием подушеч-

ных базальтов и яшм в нижней части и тонкообломочных туфов и кремней – в верхней. Для аллохтона не характерны мелкие (сантиметры – первые метры) складки, и очень редко наблюдаются в обнажениях складки с размахом крыльев от первых метров до первых десятков метров. Крупные складки в аллохтонных комплексах Лесновского поднятия в целом имеют северо-восточное простирание, но вблизи Лесновского надвига залегание, как правило, близко к ориентировке его сместителя с крутым западным падением на западном крыле Ватапваймского купола и пологим падением на юго-восток на юге восточного крыла [32].

До последнего времени возраст вулканогенно-кремнистых отложений Лесновского поднятия определялся, главным образом, находками иноцерамов, которые, в зависимости от сохранности, относились к сантон-кампанскому или кампанскому интервалу [5]. В последние годы к этим данным прибавились определения радиоларий из кремнистых пород, большая часть этих находок указывает на кампан-маастрихтский возраст вмещающих пород (неопубликованные данные Т.Н. Палечек).

Таблица 3. U-Pb изотопные данные для цирконов из проб Ш1/99 и Ш4/99

Тип зерен	Вес зерен, мкг	Pb _c , пг	U, г/г	Кажущиеся возрасты, млн. лет				
				²⁰⁶ Pb _m	²⁰⁶ Pb _c	²⁰⁶ Pb*	²⁰⁷ Pb*	²⁰⁷ Pb*
				²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb	²³⁸ U	²³⁵ U	²⁰⁶ Pb*
Ш1/99								
5A	31	6	241	571	9.6	45.6 ± 1.3	45.7 ± 1.6	51 ± 49
5A	32	11	216	310	5.9	45.3 ± 1.3	45.3 ± 2.2	46 ± 88
5A	29	8	303	502	7.7	45.3 ± 1.1	44.9 ± 1.5	20 ± 55
1Br	11	9	471	283	5.9	45.2 ± 1.8	45.5 ± 2.6	63 ± 99
5Ar	29	9	386	556	3.6	45.4 ± 0.9	45.5 ± 1.1	52 ± 37
Ш4/99								
5Ar	31	6	1301	3200	21.9	47.1 ± 0.3	47.6 ± 0.5	71 ± 15
5Ar	32	11	3151	4100	20.3	46.1 ± 0.3	46.4 ± 0.5	61 ± 20
5Ar	36	11	1915	2690	20.3	44.9 ± 0.3	46.1 ± 0.5	105 ± 16
5Ar	66	8	1809	9180	13.1	61.7 ± 0.4	78.9 ± 0.6	637 ± 7
5Ar	70	12	1462	5900	19.9	61.1 ± 0.4	80.1 ± 0.7	692 ± 10

Примечание. Анализы выполнены методом изотопного разбавления на масс-спектрометре Дж. Джерельсом (Университет штата Аризона, США). * – радиогенный Pb. Тип зерна: А – ~100 мкн, В – ~200 мкн, г = 5:1 – удлиненные зерна; для всех типов указано количество зерен. $^{206}\text{Pb}_m/^{204}\text{Pb}$ – измеренное некорректированное отношение, $^{206}\text{Pb}_c/^{208}\text{Pb}$ – корректированное отношение. Концентрации имеют ошибку 25%, связанную с ошибкой определения веса зерна. Использованы следующие константы: $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137.88$; константа распада $^{235}\text{U} = 9.8485 \times 10^{-10}$, константа распада $^{238}\text{U} = 1.55125 \times 10^{-10}$. Ошибки соответствуют $\pm 2\sigma$ (95%). Холостое загрязнение Pb составляло от 2 до 10 пг, U – <1 пг. Интерпретированные возрасты для конкордантных зерен – $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$, если возраст <1.0 млрд. лет, и $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$, если возраст >1.0 млрд. лет. Интерпретированные возрасты для дискордантных зерен спроецированы от 100 млн. лет (см. рис. 3).

Строение и возраст неавтохтонных комплексов Лесновского надвига

К неавтохтонным образованиям Лесновского надвига относятся Шаманкинский гранодиоритовый массив и вулканиты кинкильской свиты. На

водоразделе рек Шаманка и Правая Лесная Шаманкинская интрузия прорывает зону Лесновского надвига с образованием мощных роговиков по терригенным породам лесновской серии, кремнисто-вулканогенным породам и разделяющей их мощной зоне милонитов (см. рис. 2) [34].

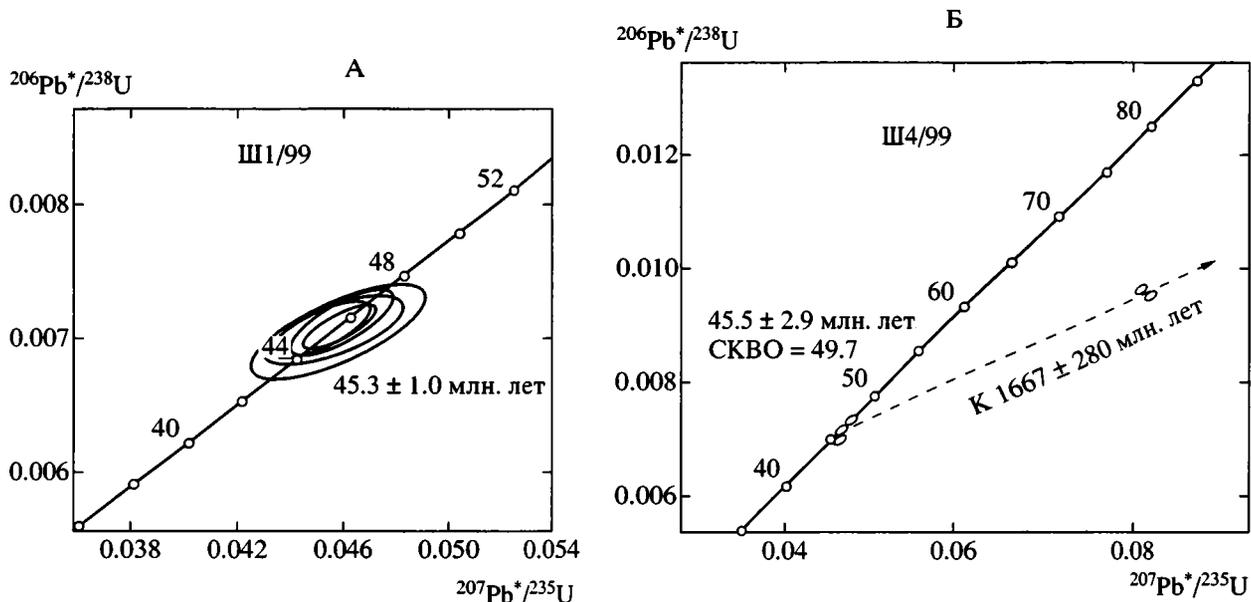


Рис. 3. Изохронные U/Pb диаграммы: А – для гранодиоритов Шаманкинской интрузии (обр. Ш1/99); Б – для риолитов из основания кинкильской свиты (обр. Ш4/99)

Таблица 4. Данные Rb/Sr датирования образца Ш1/99 (гранодиорит массива Шаманка)

Минерал	Rb, г/т	Sr, г/т	$^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Возраст, млн. лет	Пара минералов	Возраст, млн. лет	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$
Плагиоклаз (Pl)	6.314	759.0	0.02410 ± 0.00007	0.70388 ± 0.00002	44.4 ± 0.1 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70389 \pm 0.00003$ СКВО = 23.3	Плагиоклаз – роговая обманка	47.1 ± 1.1	0.70386 ± 0.00002
Роговая обманка (Hb)	9.566	15.86	1.7447 ± 0.0016	0.70503 ± 0.00002		Плагиоклаз – биотит	44.37 ± 0.04	0.70386 ± 0.00002
Биотит (Bi)	325.4	3.240	295.72 ± 0.25	0.89023 ± 0.00003		Биотит – роговая обманка	44.35 ± 0.04	0.70393 ± 0.00002

Примечание. Определение содержаний Rb и Sr проводилось методом изотопного разбавления с использованием смешанного трасера ^{85}Rb - ^{84}Sr . Изотопные отношения измерялись на масс-спектрометре Sector 54 фирмы Micromass. Работа прибора контролировалась измерениями международного стандарта стронция SRM 987. Изотопный состав стронция нормирован по $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$. Датировки получены В.Н. Голубевым (ИГЕМ РАН).

Шаманкинский массив сложен средне- и крупнозернистыми, местами порфиридовидными плагиогранитами и гранодиоритами с многочисленными ксенолитами вмещающих слоистых пород и гранодиорит- и диорит-порфиров и диабазов. Массив вытянут в меридиональном направлении и имеет пологий северо-западный и субвертикальный восточный контакт. С северо-запада интрузия оторочена штокверком разнообразных по составу даек, а на несколько большем удалении – серией субвулканических тел риолитов, близких по составу к риолитам кинкильской свиты. Гальки и валуны гранитоидов и роговиков присутствуют в верхнеэоценовых конгломератах, встречающихся к востоку от интрузии [30].

Для определения возраста были отобраны среднезернистые гранодиориты, в составе которых доминируют кислый плагиоклаз, кварц и в небольшом количестве калиевый полевой шпат. Цветные минералы представлены свежим светло-бурым биотитом и зеленым амфиболом, иногда частично замещенным биотитом. Зерна циркона включены в биотит и окружены плеохроичными двориками.

Проба гранодиоритов (Ш1/99) была отобрана в южной части массива (см. рис. 2). Возраст гранодиоритов определялся U/Pb, Rb/Sr и K/Ag методами. Результаты U/Pb метода по пяти навескам циркона (табл. 3) лежат на конкордии (рис. 3, А). Очевидно, что цирконы не содержат ксеногенного компонента. Возраст определен как 45.3 ± 1.0 млн. лет. Rb/Sr изохрона построена по 3 точкам (биотит, роговая обманка, плагиоклаз) (табл. 4, рис. 4). Параметры изохроны: возраст 44.4 ± 0.1 млн. лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70388 \pm 0.00003$, СКВО = 23.3. K/Ag методом из той же пробы (Ш1/99) датированы биотит и роговая обманка (табл. 5). Возраст по биотиту – 47.0 ± 1.3 млн. лет, по роговой обманке – 44.0 ± 2.5 млн. лет. Отметим, что результаты, полученные разными методами, имеют хорошую сходимость (рис. 5). Исключение составляет

лишь K/Ag датировка биотита, обнаруживающая удревание примерно на 6% величины возраста, что, вероятно, связано с избыточным радиогенным аргоном, возможно, сорбированным при вторичных изменениях. Возраст апатита, определенный (U-Th)/He методом – 40.3 млн. лет (определение П. Райнера, Калифорнийский технологический институт, США), соответствует времени вывода интрузии на поверхность в область эрозии. Для дальнейших геологических построений мы принимаем возраст Шаманкинской интрузии как 44.4 млн. лет (средний эоцен, лютетский век).

Вулканиды кинкильской свиты с резким структурным несогласием залегают на флише лесновской серии, а также, по данным [5, 30], – на кремнисто-вулканогенных отложениях ирунейской свиты. Вулканиды этой свиты широкой полосой протягиваются вдоль западного побережья Камчатки от устья реки Паланы на север. Кинкильский пояс в основном сложен субаэральными базальтами и андезитами, геохимически близкими к вулканидам окраинно-континентальных поясов [8, 29]. На основании сравнительно редких

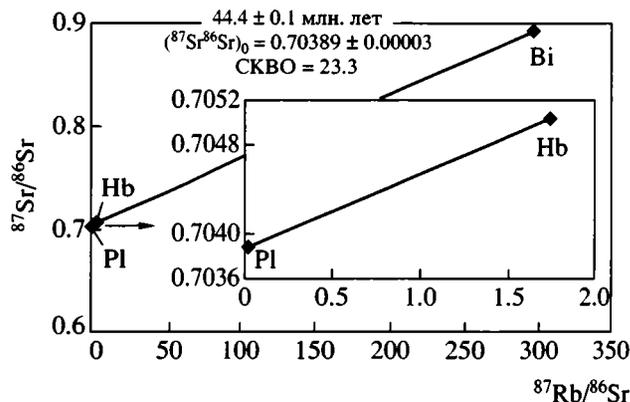


Рис. 4. Изохронная Rb-Sr диаграмма для гранодиоритов Шаманкинской интрузии (обр. Ш1/99) Pl – плагиоклаз; Hb – роговая обманка; Bi – биотит

Таблица 5. Результаты определения К-Аг возраста биотита и роговой обманки из пробы Ш1/99 (гранодиорит массива Шаманка), биотита из пробы Ш4/99 (риолит кинкильской свиты)

Обр. №	Минерал	Калий, % ± 1σ	⁴⁰ Аг _{рад} , нг/г ± 1σ	Возраст, млн. лет ± 1.6σ
Ш1/99	Биотит	6.67 ± 0.06	22.0 ± 0.3	47.0 ± 1.3
Ш1/99	Роговая обманка	0.54 ± 0.01	1.65 ± 0.06	44.0 ± 2.5
Ш4/99	Биотит	6.75 ± 0.06	21.8 ± 0.3	46.0 ± 1.3

Примечание. Определение содержания радиогенного аргона проводилось на масс-спектрометре МИ-1201 ИГ методом изотопного разбавления с применением в качестве трасера ³⁸Аг; определение калия – методом пламенной спектрофотометрии. Использованы константы: $\lambda_K = 0.581 \times 10^{-10} \text{ год}^{-1}$, $\lambda_B = 4.962 \times 10^{-10} \text{ год}^{-1}$, $^{40}\text{K} = 0.01167 \text{ (ат. \%)}$. Определения проведены М.М. Аракелянц и В.А. Лебедевым (ИГЕМ РАН).

находок флоры в осадочных прослоях и соотношений с лучше датированными осадочными толщами кинкильская свита относится к эоцену [7]. Возраст вулканитов, определенный К/Аг методом по валовым пробам, колеблется в интервале 37–51 млн. лет [8], но все эти цифры, так же, как и геохимические данные, относятся к породам,

обнажающимся на побережье Охотского моря. В непосредственной близости от района, изучавшегося нами, разрез кинкильской свиты имеет антидромное строение, начинаясь с риолитов и венчаясь базальтами [30].

Для определения возраста кинкильской свиты из ее базальных горизонтов была отобрана проба биотитсодержащих риолитов (Ш4/99), слагающих небольшое изолированное поле, окруженное выходами пород лесновской серии (см. рис. 2). Риолиты залегают субгоризонтально и с несогласием перекрывают интенсивно деформированные отложения лесновской серии. Отобранная порода состоит из фельзитовой основной массы, в которую погружены мелкие вкрапленники кварца, полевого шпата, опациitized амфибола и темно-бурого биотита. Возраст риолитов определялся U/Pb, К/Аг и трековым методами; U/Pb методом – по пяти навескам циркона (см. табл. 3 и рис. 3). Результаты определений по трем навескам лежат близко к конкордии (см. рис. 3,Б); две навески дали возрасты, смещенные от конкордии, что, по-видимому, связано с контаминацией родоначальным расплавом коровых комплексов, содержащих цирконы древнего возраста. По трем точкам возраст риолитов определен как 45.5 ± 2.9 млн. лет (см. рис. 3,Б). Верхнее пересе-

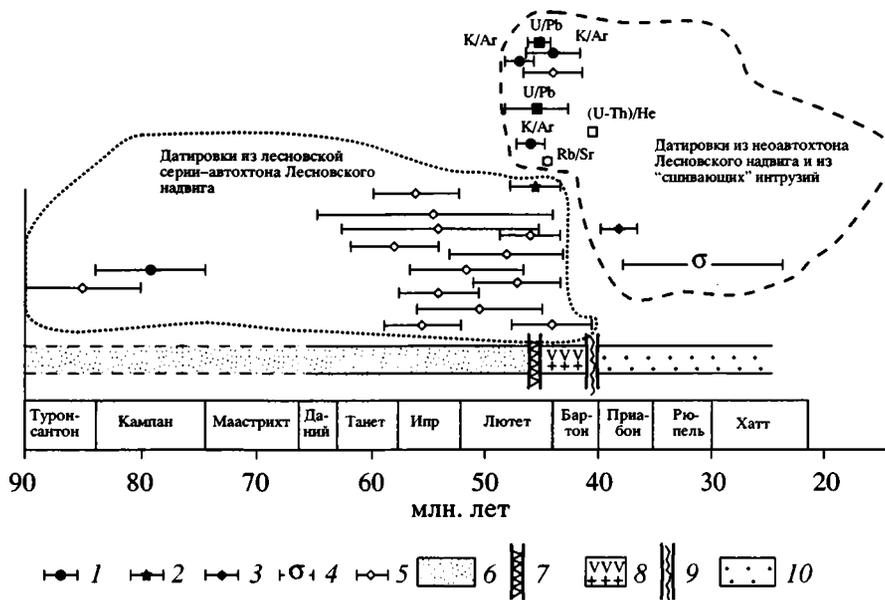


Рис. 5. Хронология геологических событий в центральной части Лесновского поднятия в интервале от кампана до олигоцена

1–4 – интервалы, ограничивающие возраст палеонтологических комплексов: 1, 2 – нанопланктон: 1 – из глыбы терригенных пород в поднадвиговом меланже лесновской серии [34], 2 – из лесновской серии [34], 3 – флора из нижней части шаманкинской свиты [30], 4 – фауна моллюсков из верхней части шаманкинской свиты [30]; 5 – возраст молодой популяции цирконов из песчаников лесновской серии, интервал указывает ошибку определения; 6 – накопление лесновской серии; 7 – деформация лесновской серии, формирование Лесновского надвига, поднятие и размыв; 8 – накопление кинкильской свиты и внедрение гранитов; 9 – поднятие и глубокий размыв с выведением на поверхность Шаманкинского массива; 10 – трансгрессия и накопление шаманкинской свиты

Таблица 6. Трековые датировки риолита кинкильской свиты (образец Ш4/99)

Минерал	ρ_s	Ns	ρ_i	Ni	ρ_d	N	χ^2	Возраст	-1 σ	+1 σ	U \pm 2se
Циркон	6.39	1071	7.04	1181	2.81	20	100	44.0	-2.5	+2.6	300.5 \pm 25.3
Апатит	0.47	185	1.57	612	28.4	14	99.7	44.3	-5.0	+5.7	22.1 \pm 2.0

Примечание. ρ_s – плотность треков спонтанного деления ^{238}U ($\text{см}^{-2} \times 10^6$), Ns – количество подсчитанных треков спонтанного деления, ρ_i – плотность треков индуцированного деления ^{235}U ($\text{см}^{-2} \times 10^6$), Ni – количество треков индуцированного деления, ρ_d – плотность треков во внешнем детекторе (низкоурановая слюда) ($\text{см}^{-2} \times 10^5$), N – количество датированных зерен, χ^2 – хи-квадрат-вероятность в процентах. Z-фактор [40] для циркона, вычисленный по 10 возрастным стандартам (Фиш Каньон Туф и Булак туф), равнялся 305.01 ± 6.91 (± 1 se). Z-фактор [40] для апатита, вычисленный по 7 возрастным стандартам (Фиш Каньон Туф и Булак туф), равнялся 104.32 ± 3.35 (± 1 se). Образцы облучались в потоке тепловых нейтронов порядка 2×10^{15} нейтрон/ см^2 для циркона и 8×10^{15} нейтрон/ см^2 для апатита (реактор Университета штата Орегон). Одновременно с образцами облучались возрастные стандарты и стекло-дозиметр, с известным содержанием урана (CN-5 для циркона, CN-1 для апатита). При подсчете треков использовался микроскоп Olympus BH-P с автоматизированной системой и цифровой планшеткой, максимальное увеличение 1562.5 \times , сухой метод.

чение дискордии (1667 ± 280 млн. лет) позволяет предполагать присутствие ксеногенного, захваченного из вмещающих пород, материала. По K/Ar методу возраст по биотиту из той же пробы (Ш4/99) – 46.0 ± 1.3 млн. лет (см. табл. 5), что соответствует возрасту циркона в пределах ошибки. Возрасты циркона – 44.0 ± 2.6 млн. лет и апатита – 44.3 ± 5.7 млн. лет определены методом трекового датирования (табл. 6). Мы принимаем возраст захваченного ксеногенного материала как 1700 млн. лет (протерозой), возраст риолитового расплава – 45.5 млн. лет, а возраст его охлаждения ниже температуры 240°C – 44.0 млн. лет (средний эоцен, лютетский век).

МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ЛЕСНОВСКОГО НАДВИГА

Формированию Лесновского надвига предшествовал длительный период независимого развития автохтонного и аллохтонного комплексов (рис. 6, I). Лесновская серия сложена в основном дистальными турбидитами и контуритами, которые накапливались у подножия континентального склона северо-восточной Азии [10, 16, 19]. Основной объем ирунейской свиты сформирован в пределах островной дуги и окраинного моря, отделявшего дугу от Евразийской окраины [9, 11, 13, 19]. Коллизия дуги с окраиной Азии привела к тому, что верхняя часть островодужной коры, сложенная преимущественно вулканитами и сопутствующими осадками, была обдуцирована на континентальную окраину, перекрыв при этом осадки континентального склона и его подножия.

Один из гипотетических вариантов формирования Лесновского надвига заключается в том, что при сближении литосферных плит тонкая (2–5 км), рассеченная многочисленными разрывами пластина островодужной коры отделяется от своего фундамента и перемещается вверх по

континентальному склону на 50–100 км, деформируя подстилающие осадки лесновской серии. Однако вызывает сомнение возможность отделения тонкой островодужной пластины от ее фундамента в результате общего сжатия литосферы, а также возможность ее движения вверх по склону. Кроме того, обнаруживается независимость структуры аллохтонного и автохтонного комплексов [23]. Складчатая структура автохтона срезается сместителем Лесновского надвига. Деформации аллохтона, сопряженные с зеленосланцевым метаморфизмом, предшествуют образованию основного сместителя и также им срезаются. В связи с этим предлагается другая модель формирования надвига.

Субдукция океанической литосферы под островную дугу должна была привести к тому, что внешний край позднемелового турбидит-контуритового шлейфа северо-восточной Азии начал погружаться в глубоководный желоб (см. рис. 6, II). Резкое увеличение мощности осадков на погружающейся плите привело к их соскабливанию и формированию аккреционной призмы, источником материала которой была не дуга, а континент (см. рис. 6, III). Субдукция под дугу прекратилась в результате приближения к желобу более мощной и легкой континентальной литосферы, подстилавшей верхнюю часть континентального склона [10]. Продолжающееся сближение плит вызвало интенсивное сжатие островодужной литосферы, быстрый подъем островной дуги и потерю гравитационной устойчивости сформированного поднятия. Его верхние части в виде последовательности относительно тонких пластин быстро соскальзывают в сторону уже сформированной аккреционной призмы, формируя Лесновский надвиг (см. рис. 6, IV, V). Эти данные хорошо согласуются с моделью коллизии дуга – континент, предложенной Е.А. Константиновской [12].

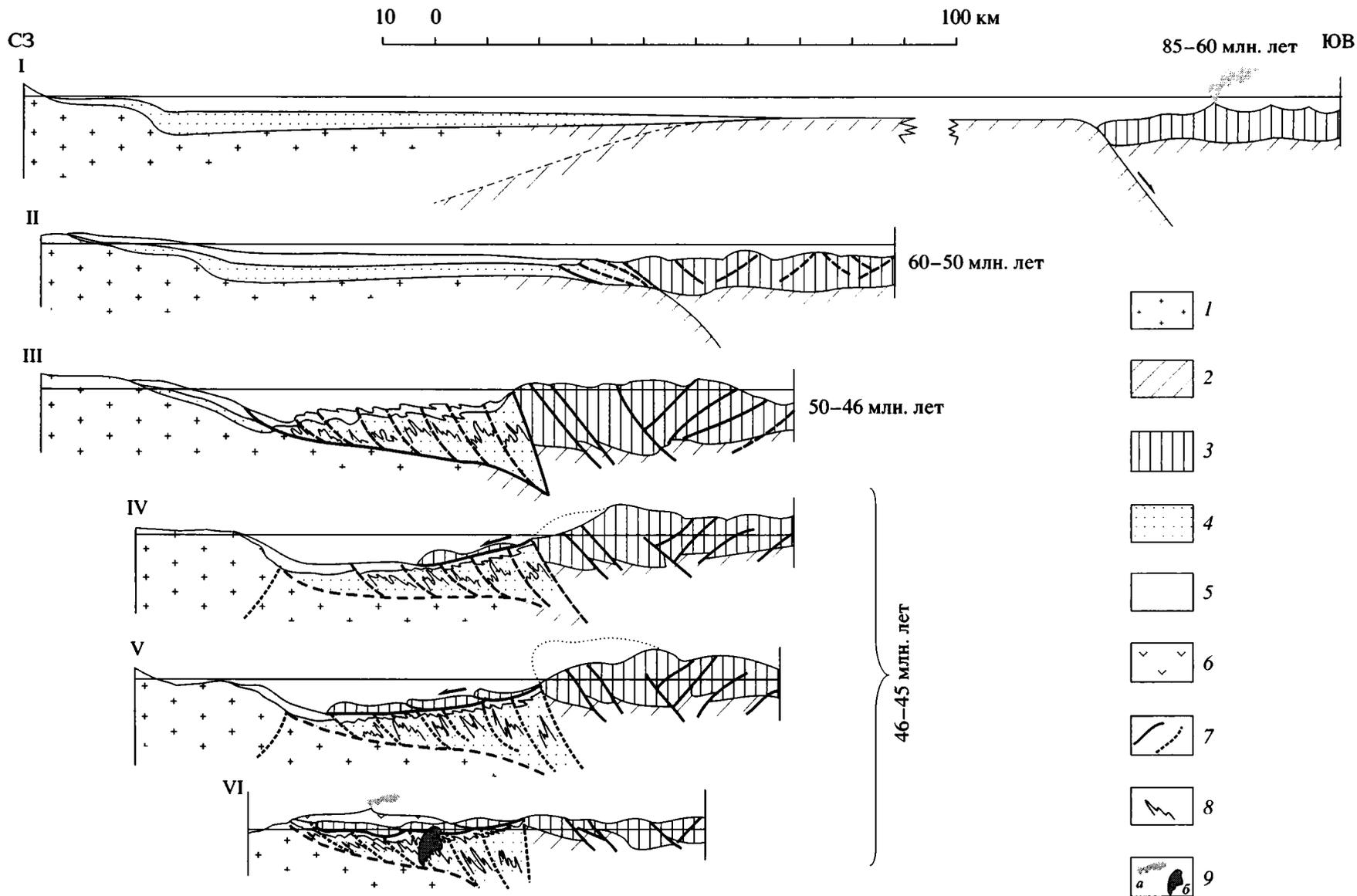


Рис. 6. Модель формирования Лешновского надвига (Северная Камчатка). По вертикале структуры показаны вне масштаба

1 – континентальная кора Евразийской окраины; 2 – океаническая и окраинноморская кора; 3 – позднемеловые островодужные комплексы (аллохтон); 4 – меловые – раннепалеоценовые турбидиты континентальной окраины (автохтон – лесновская серия); 5 – позднепалеоцен-эоценовые турбидиты континентальной окраины (автохтон – лесновская серия); 6 – среднеэоценовые вулканиты кинкильской серии; 7 – разломы; 8 – складчатые деформации автохтона; 9 – постколлизонные: а – вулканизм, б – интрузии

ВЫВОДЫ

Согласно определениям нанопланктона и треховым определениям возраста обломочного циркона, терригенные толщи автохтона Лесновского надвига накапливались, начиная с сантона – кампана и до начала среднего эоцена включительно. Наиболее молодая популяция цирконов в опробованных песчаниках лесновской серии остыла и попала в осадок не ранее 46 млн. лет тому назад (см. рис. 5). По возрасту молодой популяции цирконов песчаники лесновской серии аналогичны песчаникам северной части Укэлятского прогиба (район реки Матыскен) [22, 33, 46].

Шаманкинский массив гранодиоритов интродировал деформированные отложения автохтона, зону Лесновского надвига и нижнюю часть аллохтонной пластины не позднее 44.4 млн. лет назад (комплекс изотопных методов) (см. рис. 5). Нижняя, риолитовая, часть кинкильской свиты начала накапливаться не позднее 45.5 млн. лет назад (комплекс изотопных методов) (см. рис. 5). Абсолютные датировки подтверждают комагматичность гранодиоритов Шаманкинского массива и нижней части кинкильской свиты.

Окончание накопления терригенных осадков лесновской серии автохтона и начало формирования неоавтохтонных комплексов в пределах ошибки аналитических методов совпадают. Это означает, что деформация лесновской серии, формирование Лесновского надвига, постнадвиговое поднятие и разрыв произошли очень быстро, в течение 1 млн. лет, а возможно, и быстрее. Учитывая то, что амплитуда Лесновского надвига более 50 км [23, 32], скорость движения аллохтона надвига, по-видимому, превышала 5 см/год. Такие значения скоростей превышают скорость относительного сближения Тихоокеанской плиты с Евразией (Северной Америкой) для начала среднего эоцена [38]. Не исключено, что движение аллохтона на северо-восток не является прямым отражением сближения плит, а связано с гравитационным соскальзыванием тонких пластин с поднятия, возникшего несколько ранее (см. рис. 6). Полученная датировка Лесновского надвига близка к возрасту наиболее отчетливого регионального углового несогласия в кайнозойе Камчатки, фиксируемого в основании снатовского горизонта (середина лютета) [7]. Таким образом, надвигообразование на перешейке Камчатки реально отражает важное коллизионное событие.

В заключение авторы выдвигают гипотезу. Если считать формирование Лесновско-Ватынской сутуры (45 млн. лет назад) индикатором окончания коллизии позднемиоценовой дуги с окраиной континента, то это событие на 2 млн. лет предшествовало главной перестройке (около 43 млн. лет назад)

кинематики океанических плит в Северной Пацифике и могло являться ее причиной.

Авторы благодарят Дж. Джерельса (Университет штата Аризона, США); М.М. Аракелянц, В.Н. Голубева и В.А. Лебедева (все ИГЕМ РАН), П. Райнера (Калифорнийский технологический институт, США) за изотопные датировки, а также Е.А. Щербинину (ГИН РАН) за определения нанопланктона. Авторы признательны Н.А. Богданову, С.Д. Соколову и Н.В. Короновскому за ценные замечания при рецензировании статьи.

Работа проведена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № 98-05-64525, № 02-05-64967), Национального научного фонда (США) – проекты EAR 94-18989 (Дж.И. Гарвер), EAR 94-18990 (М.Т. Брэндон) и OPP-9911910.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богданов Н.А., Вишневская В.С., Кебезинская П.К. и др. Геология юга Корякского нагорья. М.: Наука, 1987. 167 с.
2. Богданов Н.А., Добрецов Н.Л. Охотское океаническое вулканическое плато // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 2. С. 97–110.
3. Богданов Н.А., Кебезинская П.К. Неоднородность литосферы обрамления Командорской впадины // Тихоокеанская геология. 1988. № 5. С. 3–11.
4. Богданов Н.А., Чехович В.Д. О коллизии Западно-Камчатской и Охотоморской плит // Геотектоника. 2002. № 1. С. 72–85.
5. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1000000 (новая серия). Лист О-57, (58) – Палана. Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1989. 105 с.
6. Гладенков Ю.Б. Неоген Камчатки. М.: Наука, 1972. 251 с.
7. Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н., Шанцер А.Е., Челебаева А.И. и др. Эоцен Западной Камчатки. М.: Наука, 1991. 181 с.
8. Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е., Челебаева А.И. и др. Нижний палеоген Западной Камчатки (стратиграфия, палеогеография, геологические события). М.: ГЕОС, 1997. 367 с.
9. Григорьев В.Н., Шапиро М.Н. Верхнемеловые вулканы перешейка Камчатки // Тихоокеанская геология. 1986. № 4. С. 58–66.
10. Ермаков Б.В., Супруненко О.И. Строение и условия формирования позднемиоценовых и миоценовых флишевых образований Корякско-Камчатской области // Советская геология. 1975. № 12. С. 53–65.
11. Коваленко Д.В. Палеомагнетизм и кинематика Центральной части Олюторского хребта (Корякское нагорье) // Геотектоника. 1996. № 3. С. 82–96.
12. Константиновская Е.А. Геодинамика коллизии островная дуга – континент на западной окраине Тихого океана // Геотектоника. 1999. № 5. С. 15–34.
13. Левашова Н.А., Шапиро М.Н. Палеомагнетизм верхнемеловых островодужных комплексов Сре-

- динного хребта Камчатки // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 2. С. 65–75.
14. Митрофанов Н.П. Ватынский тектонический покров в Центрально-Корякской складчатой зоне // Геология и геофизика. 1977. № 4. С. 144–149.
 15. Митрофанов Н.П., Шелудченко С.Д. О возрасте терригенных отложений на юго-западе Центрально-Корякской складчатой зоны // Геология и геофизика. 1981. № 4. С. 128–131.
 16. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1 : 2500000 / Под ред. Н.А. Богданова, В.Е. Хаина. М.: Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 2000. 193 с.
 17. Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
 18. Селиверстов Н.И. Строение дна прикамчатских акваторий и геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг // М.: Научный мир, 1998. 164 с.
 19. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
 20. Соколов С.Д., Бялбжеский С.Г. Террейны Корякского нагорья (опыт использования террейнового анализа) // Геотектоника. 1996. № 6. С. 68–80.
 21. Соловьев А.В. Геологическое строение и кинематика Ватыно-Вывенского надвига (Корякское нагорье). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: Институт литосферы РАН, 1997. 24 с.
 22. Соловьев А.В., Брэндон М.Т., Гарвер Дж.И., Богданов Н.А., Шапиро М.Н., Леднева Г.В. Коллизия Олюторской островной дуги с Евразийской континентальной окраиной: кинематические и возрастные аспекты // Докл. АН. 1998. Т. 360. № 5. С. 666–668.
 23. Соловьев А.В., Брэндон М.Т., Гарвер Дж.И., Шапиро М.Н. Кинематика Ватыно-Лесновского надвига (Южная Корякия) // Геотектоника. 2001. № 6. С. 56–74.
 24. Соловьев А.В., Гарвер Дж.И., Шапиро М.Н. Возраст детритовых цирконов в песчаниках Лесновской серии (Северная Камчатка) по данным трекового датирования // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. Т. 9. № 3. С. 89–100.
 25. Тильман С.М., Богданов Н.А. Тектоническая карта Северо-Востока Азии. Объяснительная записка. М.: Институт литосферы АН, 1992. 54 с.
 26. Федорчук А.В. Происхождение базальтовых серий востока Олюторской зоны // Тихоокеанская геология. 1988. № 1. С. 37–46.
 27. Федорчук А.В., Извеков И.Н. Новые данные о строении северной части Срединного хребта Камчатки // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 12. С. 147–151.
 28. Чехович В.Д. Тектоника и геодинамика складчатого обрамления малых океанических бассейнов. М.: Наука, 1993. 272 с.
 29. Шанцер А.Е., Федоров П.И. Геохимия нижнекайнозойских вулканических пород Западной Камчат-ки // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1999. Т. 14. Вып. 6. С. 20–26.
 30. Шанцер А.Е., Шапиро М.Н., Колосков А.В., Челебаева А.И., Синельникова В.Н. Эволюция структур Лесновского поднятия и прилегающих территорий в кайнозое (Северная Камчатка) // Тихоокеанская геология. 1985. № 4. С. 66–74.
 31. Шапиро М.Н., Маркевич П.С., Гречин В.И., Константиновская Е.А. Мел-палеоценовые песчаники Камчатки: состав и проблема источников // Литология и полезные ископаемые. 1993. № 1. С. 36–49.
 32. Шапиро М.Н., Соловьев А.В. Структура и эволюция Лесновского надвига (Северная Камчатка) // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 6. С. 71–82.
 33. Шапиро М.Н., Соловьев А.В., Гарвер Дж.И., Брэндон М.Т. Источники цирконов в терригенных толщах мела и нижнего палеогена Западно-Камчатско-Укэляятской зоны // Литология и полезные ископаемые. 2001. № 4. С. 374–389.
 34. Шапиро М.Н., Соловьев А.В., Шербинина Е.А., Кравченко-Бережной И.Р., Гарвер Дж.И. Новые данные о возрасте лесновской серии на Камчатке: датировка коллизии островной дуги с континентом // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 5. С. 841–851.
 35. Brandon M.T. Decomposition of fission-track grain-age distributions // American Journal of Science. 1992. Vol. 292. P. 535–564.
 36. Brandon M.T. Probability density plot for fission-track grain-age samples // Radiation Measurements. 1996. Vol. 26. № 5. P. 663–676.
 37. Brandon M.T., Vance J.A. Tectonic evolution of the Cenozoic Olympic subduction complex, western Washington State, as deduced from fission track ages for detrital zircon // American Journal of Science. 1992. Vol. 292. P. 565–636.
 38. Engebretson D.C., Cox A., Gordon R. Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific Basin // Geological Society of America. Special Paper 206. 1985. 59 p.
 39. Fleisher R.L., Price P.B., Walker R.M. Nuclear tracks in solids // University of California Press, Berkeley, CA, 1975. 605 p.
 40. Hurford A.J. Zeta: the ultimate solution to fission-track analysis calibration or just an interim measure? // Advances in Fission-Track Geochronology. Kluwer Academic Publisher, 1998. P. 19–32.
 41. Hurford A.J., Carter A. The role of fission-track dating in discrimination of provenance // Development in sedimentary provenance studies. Geol. Soc. London Spec. Publ. 57. 1991. P. 67–78.
 42. Hurford A.J., Fitch F.J., Clarke A. Resolution of the age structure of the detrital zircon populations of two Lower Cretaceous sandstones from the Weald of England by fission-track dating // Geol. Mag. 1984. Vol. 121. P. 269–277.
 43. Galbraith R.F. Graphical display of estimates having differing standard errors // Technometrics. 1988. Vol. 30. P. 271–281.
 44. Garver J.I., Brandon M.T. Fission-track ages of detrital zircon from mid-Cretaceous sediments of the Methow-

- Tyughton basin, southern Canadian Cordillera // *Tectonics*. 1994. Vol. 13. № 2. P. 401–420.
45. *Garver J.I., Brandon M.T., Roden-Tice M., Kamp P.J.J.* Exhumation history of orogenic highlands determined by detrital fission-track thermochronology / Eds. Ring U., Brandon M.T., Lister G.S. & Willett S.D. // *Exhumation Processes: Normal Faulting, Ductile Flow and Erosion*. Geological Society, London. 1999. Special Publications, 154. P. 283–304.
46. *Garver J.I., Soloviev A.V., Bullen M.E., Brandon M.T.* Towards a more complete records of magmatism and exhumation in continental arcs, using detrital fission-track thermochronometry // *Physics and Chemistry of the Earth*. Part A. 2000. Vol. 25. № 6–7. P. 565–570.
47. *Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.M.H. et al.* Phanerozoic tectonic evolution of the circum-north Pacific. US Geological Survey. Open File. Report 98-754. 125 p.
48. *Price P.B., Walker R.M.* Fossil tracks of charged particles in mica and the age of minerals // *Jour. Geophys. Res.* 1963. Vol. 68. P. 4847–4862.
49. *Soloviev A.V., Garver J.I., Shapiro M.N.* Timing of arc-continent collision using fission-track ages of detrital zircon from the Lesnaya Group, Kamchatka, Russia // 1999. <http://apatite.union.edu/Kamchatka/Lesnaya.html>.
50. *Wagner G.A., Van Den Haute P.* *Fission-Track Dating*. Kluwer Academic Publishers, 1992. 285 p.
51. *Worrall D.M.* Tectonic history of the Bering sea and the evolution of the tertiary strike-slip basins of the Bering shelf // *Geological Society of America. Special paper* 257. 1991. 120 p.

Рецензенты: С.Д. Соколов, Н.А. Богданов

Lesnaya Nappe, Northern Kamchatka

A. V. Solov'ev*, M. N. Shapiro**, and J. I. Garver***

**Institute of the Lithosphere of Marginal Seas, Russian Academy of Sciences, Staromonetnyi per. 22, Moscow, 119180 Russia*

***Schmidt Joint Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Bol'shaya Gruzinskaya ul. 10, Moscow, 123810 Russia*

****Geology Department, Olin Building, Union College, Schenectady NY, 12308-2311, U.S.A.*

Abstract—The Lesnaya-Vatyn nappe (Southern Koryakia, Kamchatka) was formed as a result of collision between a Cretaceous island arc with the Eurasian continent. The Cretaceous marginal marine and island-arc complexes are obducted along this suture onto the Cretaceous-Paleogene deposits of the Eurasian continental margin. The suture is overridden by the neoautochthonous volcanics of the Kinkil' belt and cut by intrusions. Fission-track zircon dating of the autochthonous clastics (Lesnaya Group) along with nannoplankton datings showed that it was formed before the middle of the Middle Miocene. The Neoautochthon (Kinkil' Formation) of the Lesnaya-Vatyn thrust and the intrusion that cuts it (Shamanka massif) are dated as 45 Ma. Therefore, the Lesnaya thrust was emplaced at 45–46 Ma during less than 1 Ma. A collision model is proposed.

УДК 551.422/550.34(268)

О ТЕКТОНИКЕ ФУНДАМЕНТА ШЕЛЬФА МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

© 2002 г. С. С. Драчев

*Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН,
Санкт-Петербургское отделение, 117851, СПб., 190121, наб. реки Мойки, 120*

Поступила в редакцию 15.11.2000 г.

Море Лаптевых является одним из ключевых районов для расшифровки геологической структуры и эволюции арктического сегмента Земли. В его области сочленяются Сибирский кратон, Таймырская, Верхояно-Колымская и Новосибирско-Чукотская покровно-складчатые системы. Результаты морского сейсмического профилирования методом отраженных волн, выполненного в течение последних 15 лет в море Лаптевых российскими и зарубежными компаниями, геологические данные о строении прибрежной материковой суши и Новосибирских островов, гравиметрические данные позволяют сформулировать новые представления о строении тектонического основания этой обширной арктической континентальной окраины. Вся совокупность имеющихся геолого-геофизических данных позволяет прийти к выводу, что море Лаптевых обрамляется складчатыми системами мезозойской, в основном позднемезозойской, консолидации, которые прослеживаются далеко в глубь акватории, отображаясь на сейсмических профилях как акустический фундамент и являясь, в геологическом смысле, основанием позднемеловой–кайнозойской рифтовой системы моря Лаптевых. Приведенные в статье материалы не подтверждают существование в западной части шельфа крупного платформенного блока – Лаптевского массива и оставляют мало возможностей для выделения иных платформенных блоков на шельфе моря Лаптевых.

ВВЕДЕНИЕ

Море Лаптевых, простирающееся от Таймырского полуострова на западе до Новосибирских островов на востоке, является одним из ключевых районов для расшифровки геологической структуры и эволюции арктического сегмента Земли. Здесь сочленяются Восточно-Сибирская (Сибирская) древняя платформа (кратон) и структуры Таймырской, Верхояно-Колымской и Новосибирско-Чукотской покровно-складчатых систем (рис. 1). В позднем палеозое и мезозое этот регион испытал несколько фаз коллизионных деформаций [14, 24, 26, 29, 40 и др.], а в конце мела и кайнозое стал ареной интенсивного рифтогенеза, связанного с раскрытием Евразийского спредингового бассейна [11, 13, 17, 37, 38 и др.].

Благодаря полученным за последние 15 лет данным морского многоканального сейсмического профилирования методом отраженных волн МОВ ОГТ (далее – просто МОГТ) рифтовая структура системы моря Лаптевых охарактеризована достаточно полно [13, 16, 33–36, 41]. Строение же предрифтового субстрата остается предметом дискуссий.

На сегодняшний день сформулированы две основные концепции тектоники основания рифтовой системы моря Лаптевых. Согласно одной из них, восходящей к работам П.Н. Кропоткина и Е.Т. Шаталова [19], К.Б. Мокшанцева и др. [21], фундамент западной и центральной частей шельфа образован крупным перикратонным блоком

Сибирской платформы – массивом моря Лаптевых. В наиболее полном виде эта точка зрения представлена в работах геологов и геофизиков Научно-исследовательского института геологии Арктики [2–4 и др.]. Дальнейшее ее развитие дано Н.М. Ивановой, С.Б. Секретовым и их соавторами из Морской арктической геологической экспедиции (МАГЭ, г. Мурманск), использовавшими для ее обоснования первые результаты сейсмопрофилирования МОГТ [1, 16, 30]. Сторонники этой модели предполагают, что на юге массив отчленен от платформы инверсированным Оленекско-Бегичевским авлакогеном (Оленекская складчатая зона), на востоке обрамляется шельфовым продолжением позднемезозойской Верхояно-Колымской покровно-складчатой системы, а его осадочный чехол, по аналогии с кратоном, включает рифейско-среднепалеозойский, верхнепалеозойско-нижнемеловой и верхнемеловой–четвертичный мегакомплекс. Первые два рассмотрены как параплатформенные, а третий – как плитный, залегающий в восточной части шельфа на позднемезозойском складчатом основании.

В рамках другой концепции предполагается, что фундамент шельфа образован акваториальным продолжением покровно-складчатых сооружений, обрамляющих море Лаптевых [13, 23, 33–36, 41]. Она основывается на достаточно очевидном факте “срезания” береговой линией покровно-складчатых структур палеозойско-мезозойского возраста, которые практически повсемест-

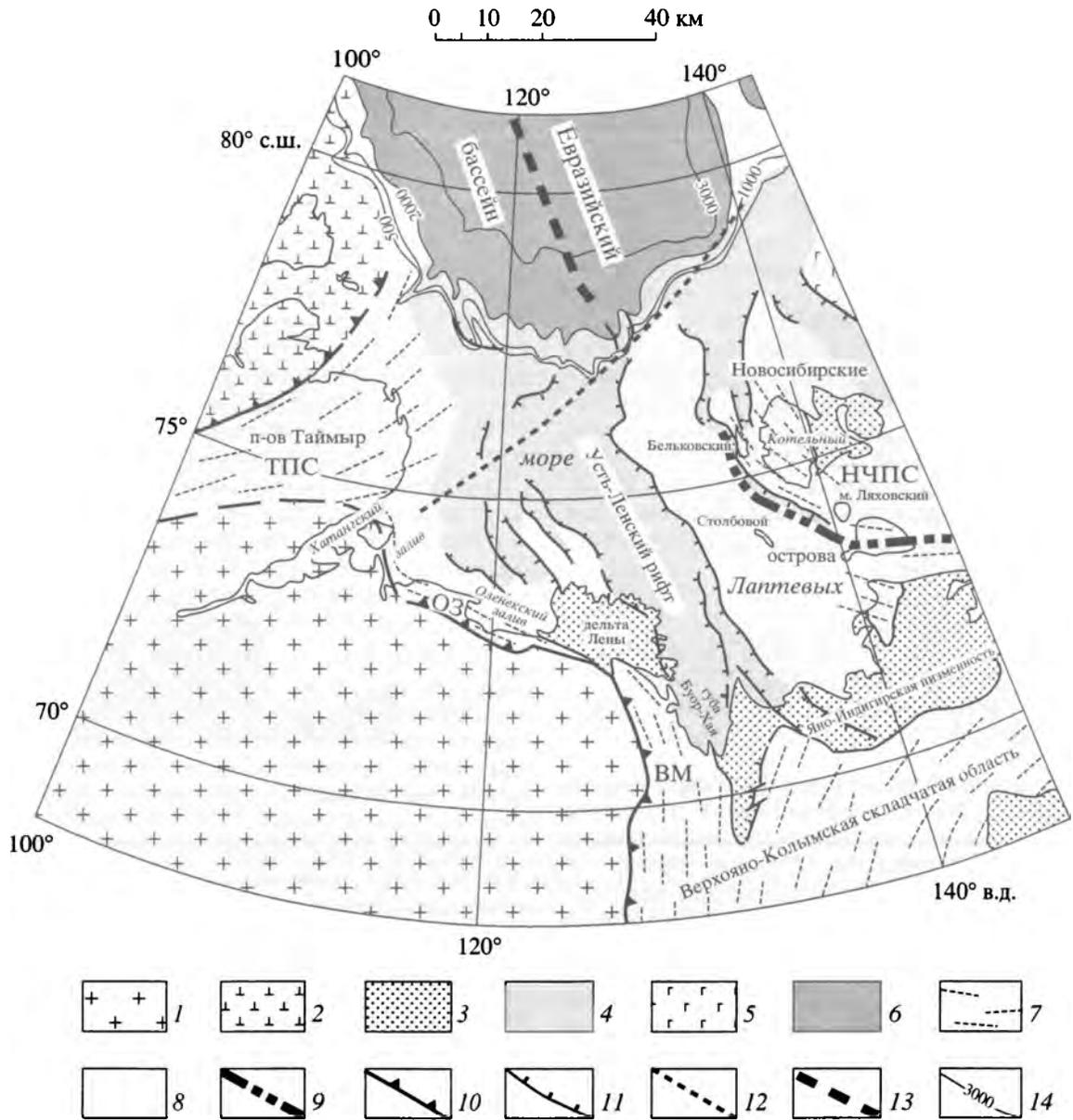


Рис. 1. Физиографические провинции и главные структурные элементы шельфа моря Лаптевых и сопредельных областей (полярная стереографическая проекция)

1 – Сибирский кратон; 2 – Карский массив; 3 – позднемиоценовый–кайнозойский осадочный чехол на материке и островах; 4 – крупные шельфовые позднемиоценовый–кайнозойские рифтогенные осадочные бассейны; 5 – раннемиоценовые плато-базальты поднятия Де-Лонга; 6 – океанская литосфера; 7 – структурные тренды в складчатых поясах; 8 – области высокого стояния фундамента на шельфе; 9 – предполагаемая ось шельфового сегмента Южно-Анюйско-Ляховской (Южно-Анюйской) офиолитовой сутуры; 10 – крупные зоны надвигов; 11 – сбросы; 12 – Хатангско-Ломоносовский сдвиг; 13 – погребенная срединговая ось хребта Гаккеля; 14 – изобаты, м. Батиметрические контуры показаны в метрах. Прописные буквы обозначают структурные элементы мезозойд: ТПС и НЧПС – Таймырская и Новосибирско-Чукотская покровно-складчатые системы, соответственно, ОЗ – Оленекская складчатая зона, ВМ – Верхоянская мезогаза

но обрамляют море и, как показывают их простирания, могут продолжаться на шельфе, участвуя в строении его фундамента. Ее уверенным подтверждением являются данные МОГТ в тех частях шельфа, где сейсмические профили подходят близко к побережью, как, например, в

Оленекском и Хатангском заливах или в окрестностях Новосибирских островов. Настоящая статья представляет изложение геологических и геофизических данных, обосновывающих складчатую природу и позднемиоценовый возраст тектонического основания шельфа моря Лаптевых значи-

тельно более детально, чем это было сделано до сих пор [5]. В ее основу положены материалы сейсмической съемки геофизической компании “Лаборатория региональной геодинамики” (ЛАРГЕ, Москва, 1989 г.) и совместных работ Федерального института геологии и минеральных ресурсов Германии (BGR) и треста СЕВМОП-НЕФТЕГЕОФИЗИКА (СМНГ, г. Мурманск) в 1993–1994 гг., в получении и/или интерпретации которых автор принимал непосредственное участие. Часть этих материалов опубликована ранее [13, 23, 33–35]. В рассмотрение включены и доступные сейсмические профили КМПВ (корреляционный метод преломленных волн) Полярной геолого-разведочной экспедиции (ПМГРЭ, г. Ломоносов), а также временные и глубинные разрезы МОГТ, полученные МАГЭ в 1986–1987 гг. и BGR–СМНГ в 1997 г. Кроме того, использовались результаты работ автора в данном регионе в ходе других наземных и морских экспедиций в период с 1986 по 1998 гг.

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ ПО СТРОЕНИЮ ПОБЕРЕЖЬЯ И ПРИЛЕЖАЩИХ ЧАСТЕЙ ШЕЛЬФА МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

На сегодняшний день в море Лаптевых выполнено более 30000 км сейсмических профилей МОГТ, большая часть которых сконцентрирована в центральной и восточной частях его акватории. Некоторые из профилей подходят близко к побережью между дельтой Лены и Таймыром, в губе Буор-Хая и к островам Столбовой, Бельковский и Котельный. Все эти районы являются ключевыми для обоснования предлагаемых в статье построений, и ниже дается рассмотрение их геологического строения.

Лено-Таймырская область

Природа основания юго-западной части шельфа между дельтой Лены и Таймыром наиболее проблематична, и для ответа на этот вопрос важнейшее значение имеет Оленекская зона – узкая субширотная полоса складок, протягивающаяся вдоль берега от Оленекской протоки дельты Лены через северные отроги кряжа Чекановского и кряж Прончищева к Хатангскому заливу (рис. 2). Насколько далеко эта зона распространяется в область шельфа, долгое время оставалось не установленным. Как уже указывалось, начиная с работы П.Н. Кропоткина и Е.Т. Шаталова [19], считалось, что она имеет небольшую ширину и отчленяет от Сибирского кратона массив моря Лаптевых, который и слагает основание шельфа. Результаты сейсмопрофилирования МОГТ не подтверждают данные воззрения [5].

Оленекская зона сложена палеозойско-мезозойскими осадочными толщами, собранными в серию линейных складок. Наиболее крупными из антиклиналей являются Дюлюнгская на востоке и Прончищевская – на западе (см. рис. 2). В их ядрах обнажены верхнепермско-триасовые терригенные отложения, а их крылья и смежные синклинали сложены практически непрерывным разрезом юры и нижнего мела. По составу и фациальному облику отложения в целом аналогичны терригенному верхоянскому комплексу фронтальных зон одноименного мегантиклинория. Бурением в устье Оленека (скв. 2370) установлено, что обнаженный разрез зоны надстраивается снизу терригенными нижнепермско-верхнекаменноугольными отложениями, которые на глубине 2750 м перекрывают с размывом среднеордовикско-нижнесилурийский карбонатный комплекс мощностью 467 м. Последний, в свою очередь, залегает с размывом на предположительно вендских слоях [10]. Породы в керне разбиты многочисленными трещинами, широко развиты зеркала скольжения и дислокации слоистости.

Отчетливо линейные дислокации Оленекской зоны, по-видимому, обусловлены шарьированием слагающих ее комплексов в южном направлении на край кратона. Так, по данным Р.О. Галабалы (1998 г., устное сообщение), складки осложнены серией надвигов, падающих на северо-восток под углами от 45 до 65°. Прилегающие к надвигам юрские и меловые толщи северного крыла Лено-Анабарского краевого прогиба также смяты в ряд узких прерывистых складок. Вместе с последними ширина зоны достигает 50 км. Однако это неполная ее ширина: с севера зона срезана берегом моря и, очевидно, имеет акваториальное продолжение. Представление о структуре прилежащей части шельфа можно получить, рассмотрев особенности аномального гравитационного поля и имеющиеся сейсмические профили МОГТ.

Поле силы тяжести Лено-Таймырской области представляет чередование линейных положительных и отрицательных аномалий, простирающиеся которых согласно с простираем Оленекской зоны (см. рис. 2). Обращает внимание приуроченность гравитационных максимумов к антиклиналям, а минимумов – к синклиналям, причем зачастую совпадают даже конфигурации аномалий и обусловивших их структурных элементов. Наиболее интенсивная отрицательная аномалия связана с Нижнеленской мульдой Лено-Анабарского краевого прогиба, выполненной полным разрезом нижнего мела. Отрицательное поле мульды “обтекает” с юга положительную аномалию Дюлюнгской антиклинали, севернее которой выделяется несколько линейных максимумов и минимумов, простирающихся в пределы Оленекского залива. По аналогии с обнаженной частью зоны можно предположить, что они также соответ-

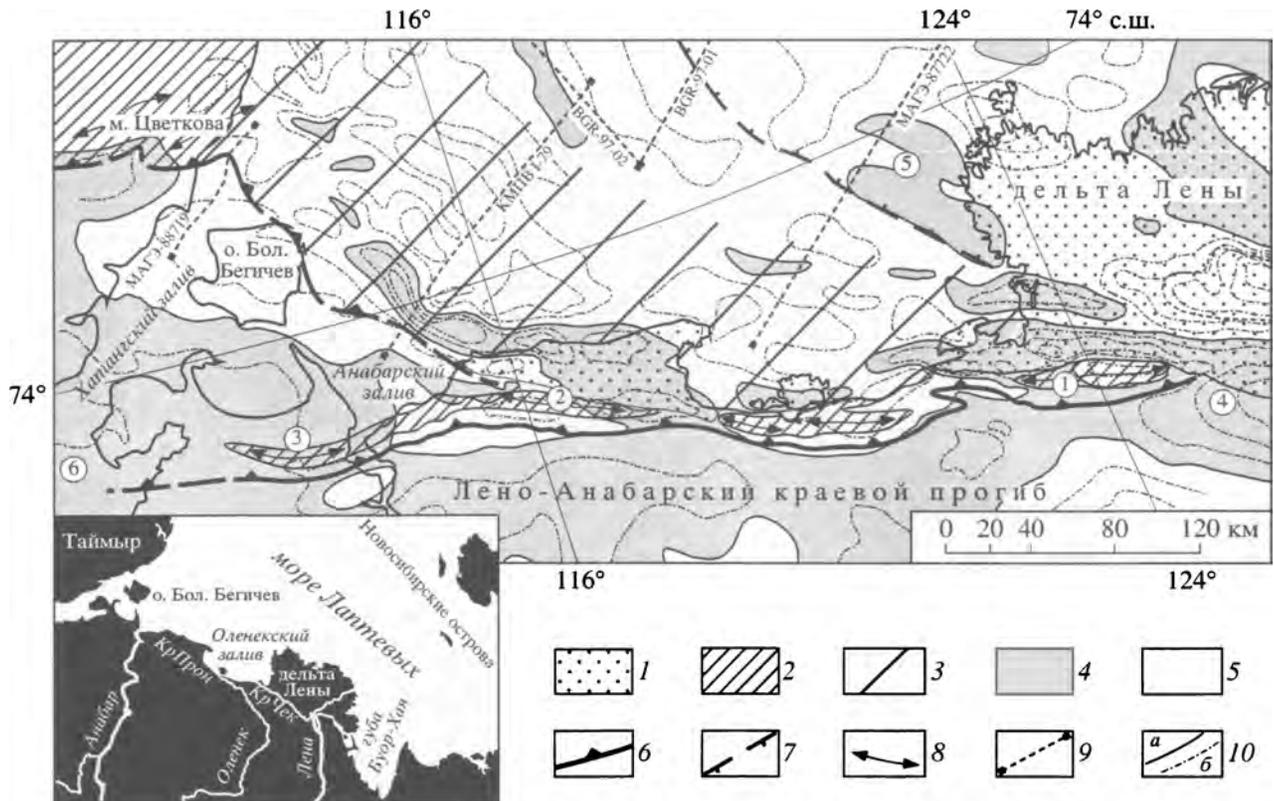


Рис. 2. Структура побережья и прилегающего шельфа моря Лаптевых между дельтой Лены и Таймырским полуостровом, по [5] с дополнениями

1 – области развития кайнозойского чехла на суше; 2 – дислоцированные пермско-юрские терригенные отложения (верхоянский комплекс), обнаженные на дневной поверхности; 3 – область предполагаемого продолжения позднемезозойского складчатого фундамента на шельфе; 4, 5 – аномальное поле силы тяжести (по материалам гравиметрических съемок НИИГА): 4 – отрицательное, 5 – положительное; 6 – надвиговый фронт позднемезозойских дислокаций Оленекской зоны; 7 – разломное ограничение Южно-Лаптевского рифтового прогиба; 8 – оси антиклиналей; 9 – линии сейсмических профилей; 10 – изолинии поля силы тяжести: а – нулевая, б – прочие. Цифры в кружках: антиклинали: 1 – Дюлюнгская, 2 – Прончищевская, 3 – Тигяно-Анабарская; 4 – Нижнеленская мульда; 5 – Южно-Лаптевский рифт; 6 – Енисей-Хатагский прогиб. КрПрон – кряж Прончищева, КрЧек – кряж Чекановского (только на карте-врезке)

вуют антиклинальным и синклиналим складкам, непрерывно прослеживающимся из дельты Лены в акваторию.

Группа гравитационных аномалий Оленекского залива пересечена сейсмическим профилем МАГЭ-87722, берущим начало в 40 км от устья Оленека. Кровля акустического фундамента в пределах юго-западного отрезка профиля устанавливается на глубине 1–1.2 с – времени двойного пробега отраженной волны (далее – просто “с”), что составляет приблизительно 1 км, и перекрыта недислоцированным чехлом (рис. 3,А). Таким образом, указанная группа аномалий, скорее всего, характеризует структуру фундамента, который, очевидно, включает те же дислоцированные палеозойско-нижнемеловые комплексы, что и Оленекская зона. Поверхность фундамента нарушена серией листрических сбросов и ступенчато погружается в северо-восточном направлении, перекрываясь мощным (около 7 км) осадочным

заполнением Южно-Лаптевского рифтового прогиба. По мере погружения фундамента гравитационные аномалии постепенно утрачивают линейные формы, и над осевой зоной прогиба, расположенной северо-восточнее, отрицательное поле слабо дифференцировано, а поверхность акустического основания глубоко погружена и может быть прослежена лишь фрагментарно.

В районе Анабарского залива имеет место отчетливая виргация линейных гравитационных аномалий. Одна ветвь, сохраняя широтное простирание, пересекает Анабарский эстуарий и затухает. Здесь же затухает и Оленекская зона, оканчиваясь Тигяно-Анабарской антиклиналью. Другая ветвь меняет простирание на субмеридиональное и, огибая с востока остров Бол. Бегичев, уходит к п-ову Таймыр в район мыса Цветкова. И верхнеюрско-валанжинские отложения восточной части острова и пермско-валанжинские отложения мыса [20] охвачены дислокациями, указы-

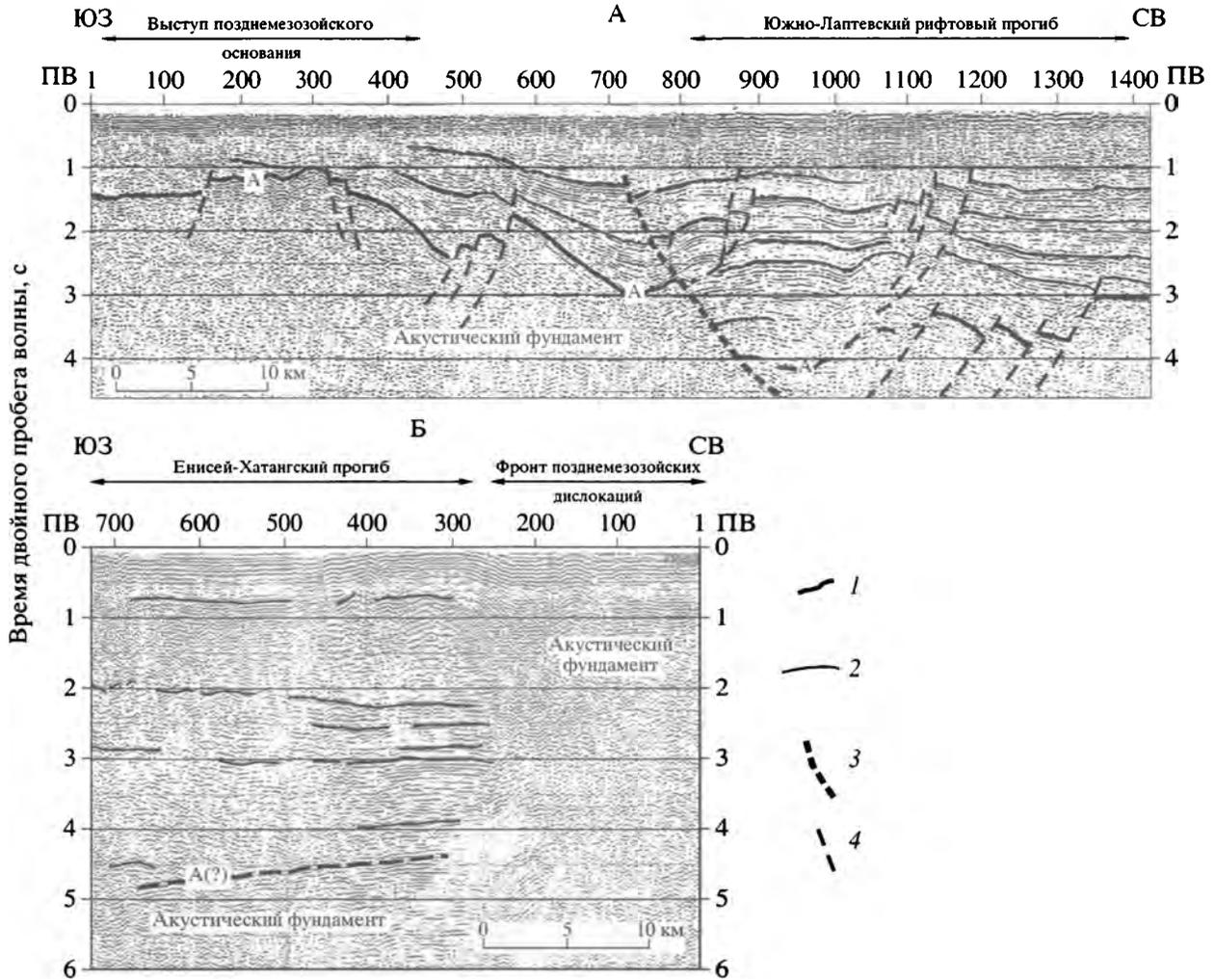


Рис. 3. Интерпретированные фрагменты сейсмических профилей МАГЭ-87722 (А) и МАГЭ-88719 (Б). Положение профилей показано на рис. 2

1 – сейсмический горизонт, соответствующий поверхности акустического фундамента; 2 – опорные сейсмические рефлекторы в позднемеловом–кайнозойском (А) и позднепалеозойско(?)–кайнозойском (Б) осадочном чехле; 3 – главный сброс в юго-западном борту Южно-Лаптевского рифтового прогиба на А; 4 – прочие сбросы. ПВ здесь и далее – пункты взрыва

вающими, что данная ветвь аномалий совпадает с фронтом позднемезозойской складчатости.

В Хатангском заливе зона предполагаемого фронта поздних мезозоид пересечена другим профилем МОГТ (см. рис. 2). В пределах юго-западной части профиля, расположенной перед предполагаемым фронтом со стороны Енисей-Хатангского прогиба, акустический фундамент фрагментарно прослеживается в интервале 4–5 с (см. рис. 3,Б). Перекрывающий его мощный (7–10 км) осадочный чехол представлен на профиле серией контрастных горизонтальных рефлекторов и не обнаруживает заметных дислокаций, являясь, очевидно, акваториальным продолжением палеозойско(?)–мезозойского чехла Енисей-Хатангского прогиба. В поле силы тяжести этому отрезку профиля соответствуют изометричные

аномалии. На траверсе мыса Цветкова (пикеты 200–300) рефлекторы в чехле прогиба резко обрываются, и на северо-восточном отрезке профиля, лежащем в области линейных аномалий в тылу фронта дислокаций, сейсмическое волновое поле становится хаотичным по всему интервалу записи (6 с), не отличающимся от поля акустического фундамента. Кровля последнего (рефлектор “А”) не выделяется и, по-видимому, находится на небольшой глубине подо дном моря.

Принимая во внимание приведенные данные по строению Хатангского залива, можно предположить, что палеозойско(?)–мезозойские комплексы заполнения Енисей-Хатангского прогиба прослеживаются в виде недеформированного чехла приблизительно до линии, соединяющей северо-восточное окончание о-ва Бол. Бегичев и

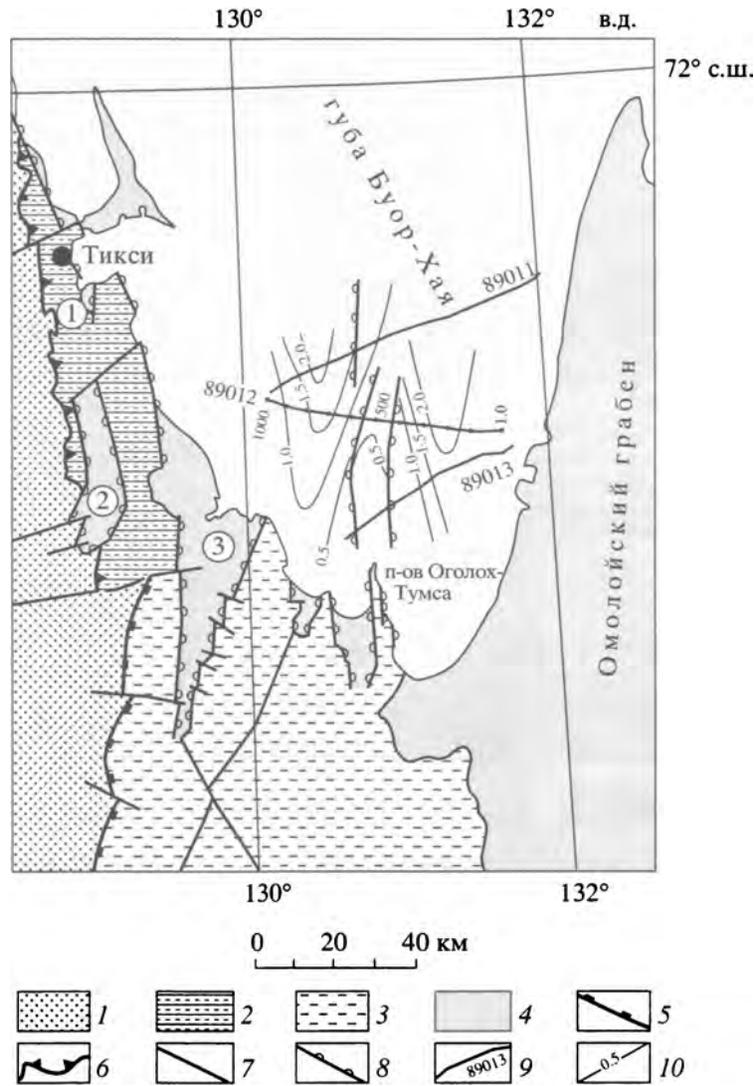


Рис. 4. Структурная схема Верхоянской мегазоны в окрестностях губы Буор-Хая (с использованием материалов геологических съемок В.Е. Абея, В.С. Андреева и др., 1978 и 1984 гг., Р.А. Биджиева и др., 1978 г., Н.И. Гогиной и др., 1976 г.)

1 – относительно мелководные шельфовые фации верхоянского терригенного комплекса ($C_{2-3}-T$); 2, 3 – глубоководные фации верхоянского комплекса: 2 – дистальные турбидиты и контуристы Севастьяновского шарьяжа ($C_{1-3}-P_1$), 3 – турбидиты и подводно-оползневые образования ($P_{1-2}-T_{1-2}$); 4 – кайнозойские терригенно-угленосные и терригенные отложения; 5, 6 – разломные швы на границе структурно-формационных зон: 5 – крутые надвиги и взбросы, 6 – фронт Севастьяновского шарьяжа; 7 – прочие нарушения (в основном сдвиги и взбросо-сдвиги); 8 – сбросы в бортах кайнозойских грабенов; 9 – сейсмические профили ЛАРГЕ и их номера; 10 – изогипсы кровли фундамента, км. Цифрами в кружках обозначены кайнозойские грабены: 1 – Согинский, 2 – Кунгинский, 3 – Хараулахский

мыс Цветкова, а северо-восточнее оказываются охваченными позднемезозойскими дислокациями и образуют фундамент шельфа.

Таким образом, геологические и геофизические данные не подтверждают представление о том, что Оленекская зона является узкой ветвью поздних мезозоид, вырождающейся в теле Сибирского кратона. Напротив, они свидетельствуют о распространении зоны в пределы юго-западной части Лаптевского шельфа, где она участвует

в строении основания позднемеловой–кайнозойской рифтовой системы. Можно предположить, что Оленекская зона в наземном выражении маркирует фронт позднемезозойской Верхоянской покровно-складчатой мегазоны, которая в окрестностях дельты Лены меняет простирание с субмеридионального на субширотное и следует далее в западном направлении под мощным осадочным чехлом Южно-Лаптевского рифтового прогиба вплоть до сочленения с Южно-Таймырской складчатой зоной в районе мыса Цветкова.

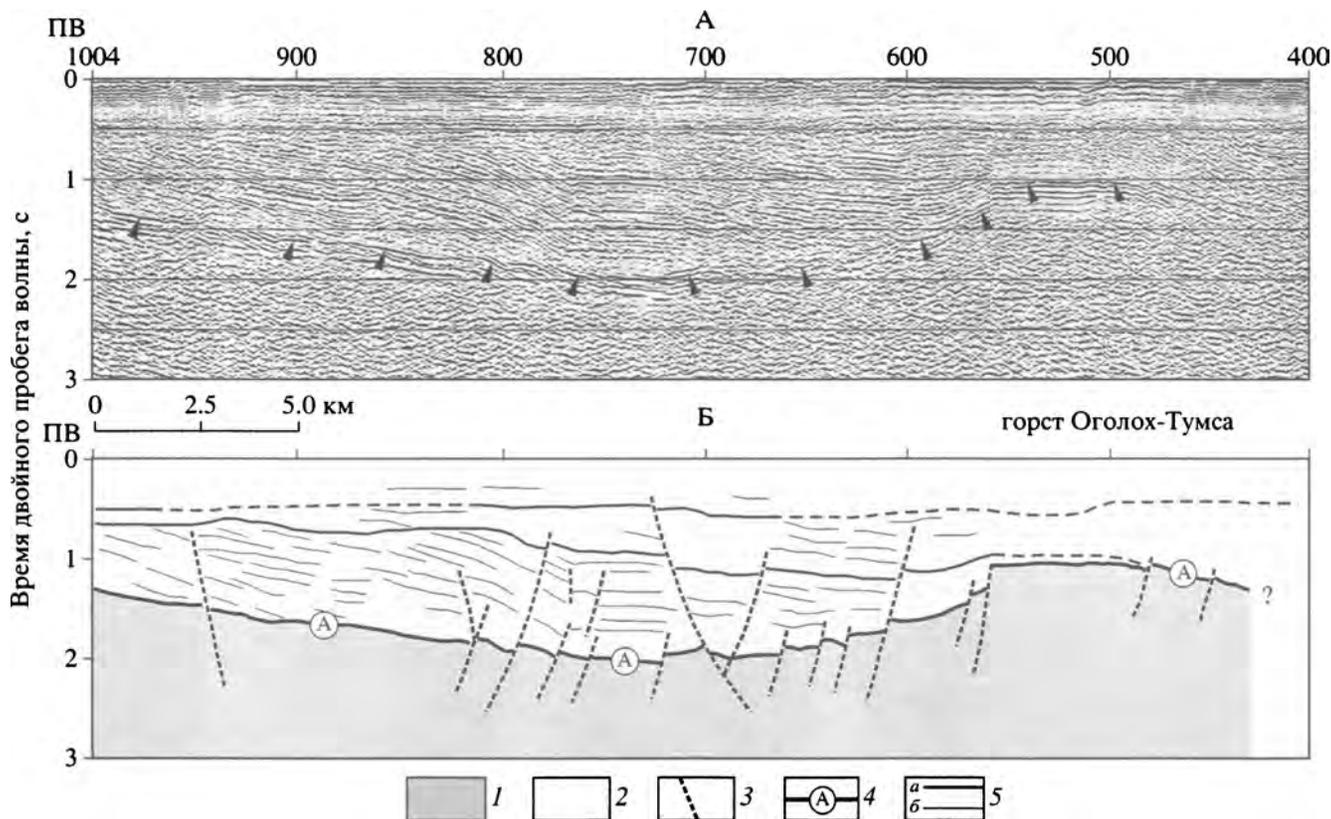


Рис. 5. Фрагмент мигрированного временного разреза ЛАРГЕ-89012 (А) и его интерпретация (Б), показывающие структуру южной части Буорхайнского грабена (местоположение фрагмента см. на рис. 4). В рельефе кровли фундамента выделяется горст Оголох-Тумса, продолжающийся из прибрежной суши в акваторию

1 – позднемезозойское складчатое основание (акустический фундамент); 2 – позднемеловой(?)–кайнозойский осадочный чехол; 3 – сбросы; 4 – кровля акустического фундамента (горизонт “А”); 5 – сейсмические отражения внутри чехла: а – опорные, б – прочие. Черные стрелки на А указывают на горизонт “А”

Губа Буор-Хая

Губа Буор-Хая клинообразным заливом вдается на 100 км в тело материка вдоль границы покровно-складчатого сооружения Северного Верхоянья и Яно-Индибирской низменности (рис. 4, см. рис. 1). Сейсмические данные МОГТ показывают, что она занимает южную часть Усть-Ленского рифта, или Буорхайнский грабен, материковое продолжение которого известно как Омолыйский грабен. В пределах самой губы расположены 3 профиля МОГТ компании ЛАРГЕ. Два из них подходят близко к берегу в южной части залива, и на них отчетливо трассируются структурные элементы, подходящие к побережью со стороны суши.

На профилях ЛАРГЕ-012 и ЛАРГЕ-013 (рис. 5) прослеживается горст, расположенный на траверзе п-ова Оголох-Тумса. Последний сложен дислоцированным верхоянским комплексом и также имеет форму горстообразного выступа, несколько возвышающегося над соседними низинными участками побережья, где развит кайнозойский чехол. Терригенные породы верхоянско-

го комплекса полого дислоцированы и интенсивно кливажированы. Доминируют глубоководные фации, представленные дистальными турбидитами и контуритами, слагающие тело Севастьяновского шарьяжа. Предположительный возраст этих комплексов каменноугольно-раннепермский. Дислокации в этом районе, как и во всей Верхояно-Колымской покровно-складчатой системе, произошли в раннем мелу.

Таким образом, сейсмические и геологические данные позволяют установить, что дислоцированные комплексы Верхоянской мегазоны распространяются в акваторию губы Буор-Хая, где они формируют основание одноименного грабена. Следовательно, осадочное заполнение последнего не может быть древнее конца раннего – начала позднего мела, когда покровно-складчатые деформации полностью прекратились [27]. Геологическими наблюдениями в районе выявлено присутствие в основании разреза Согинского и Омолыйского грабенов (см. рис. 4) глинистых отложений палеоцена и эоцена [25]. Вполне возможен аналогичный возраст низов чехла и в Буорхайнском грабене.

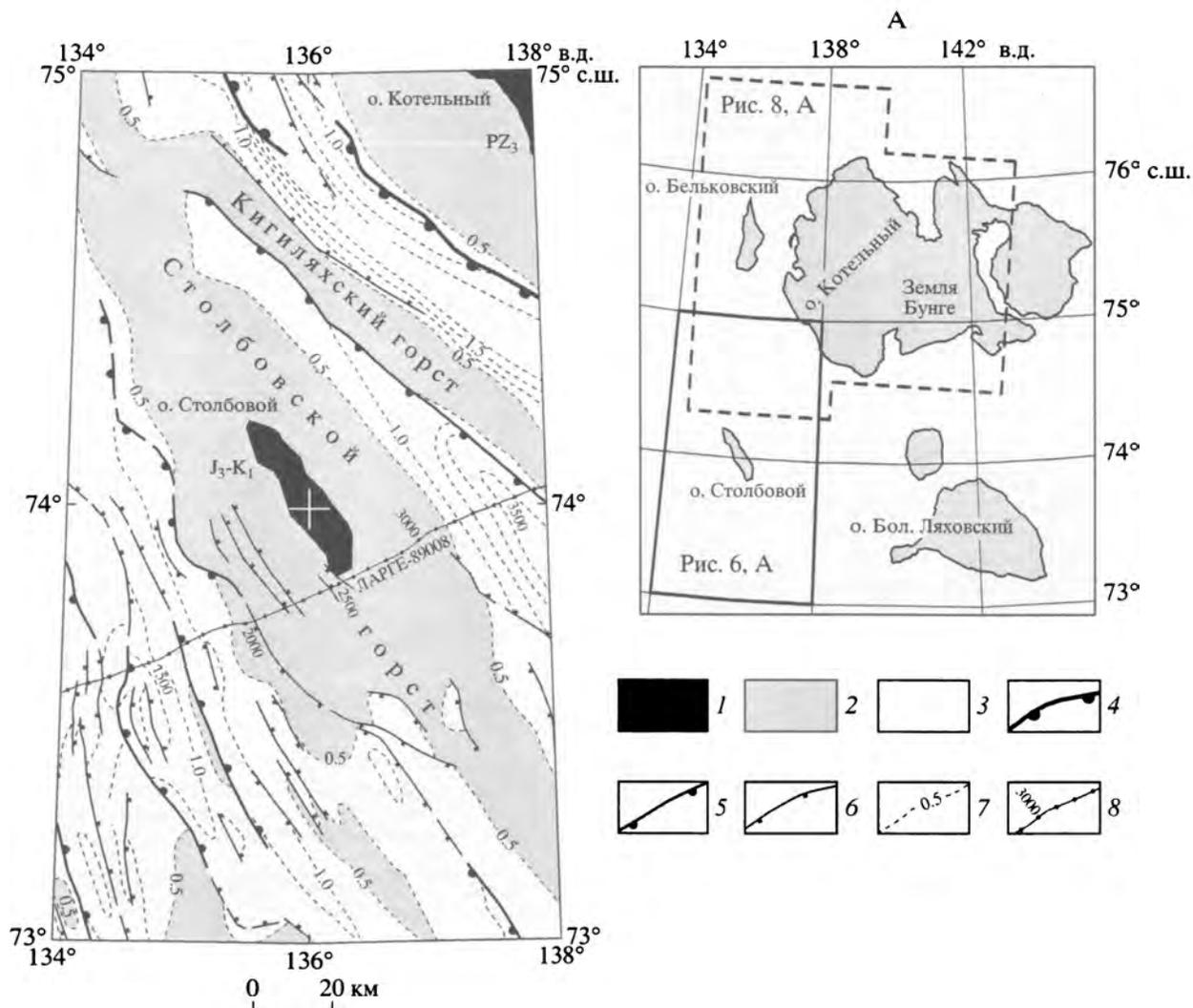


Рис. 6. Структурная схема шельфа в окрестностях острова Столбовой (полярная стереографическая проекция). Положение схемы приведено на карте-врезке (А)

1 – островная суша; 2 – вершинные области части горстов; 3 – позднемеловое–кайнозойское осадочное заполнение грабен; 4–6 – сбросы: 4 – главные (зоны отрыва), 5 – с отчетливым вращением опущенных блоков и листрической геометрией, 6 – прочие; 7 – изогипсы кровли фундамента, км; 8 – сейсмический профиль ЛАРТЕ-89008 и номера пунктов взрыва (интерпретация профиля показана на рис. 7)

Остров Столбовой

Остров Столбовой вместе с соседними участками шельфа условно выделяется в качестве одноименной тектоно-стратиграфической единицы [12]. На поверхности острова обнажен только комплекс турбидитов и контуритов верхней юры–валанжина [7, 15]. Турбидиты, среди которых присутствуют проксимальные и нормальные разности, составляют 90–95% мощности разреза, однако доля контуритов возрастает в нижнемеловом интервале; вверх по разрезу растет и доля циклитов проксимальных турбидитов [28]. Видимая мощность разреза 500–550 м.

Гравититы Столбового интенсивно кливажированы и смяты в простые складки субмеридионального простирания шириной в несколько ки-

лометров. Углы наклона пластов на их крыльях достигают 40°. Из разрывных нарушений установлены более молодые, чем складки, сбросы, незначительно нарушающие их крылья.

Рядом с островом проходят 9 профилей МОГТ, на которых видно, что он располагается в пределах крупного горста и представляет его вершинную часть (рис. 6). На значительной площади горста фундамент залегает на глубине менее 500 м. По мере приближения к острову поверхность основания испытывает подъем, и на участке профиля ЛАРТЕ-89008 между пикетами 2500–2600, проходящего всего в 2,5 км от юго-восточной оконечности острова, она устанавливается в непосредственной близости от дна моря на глубине менее 0,2 с двойного пробега волны (<150 м;

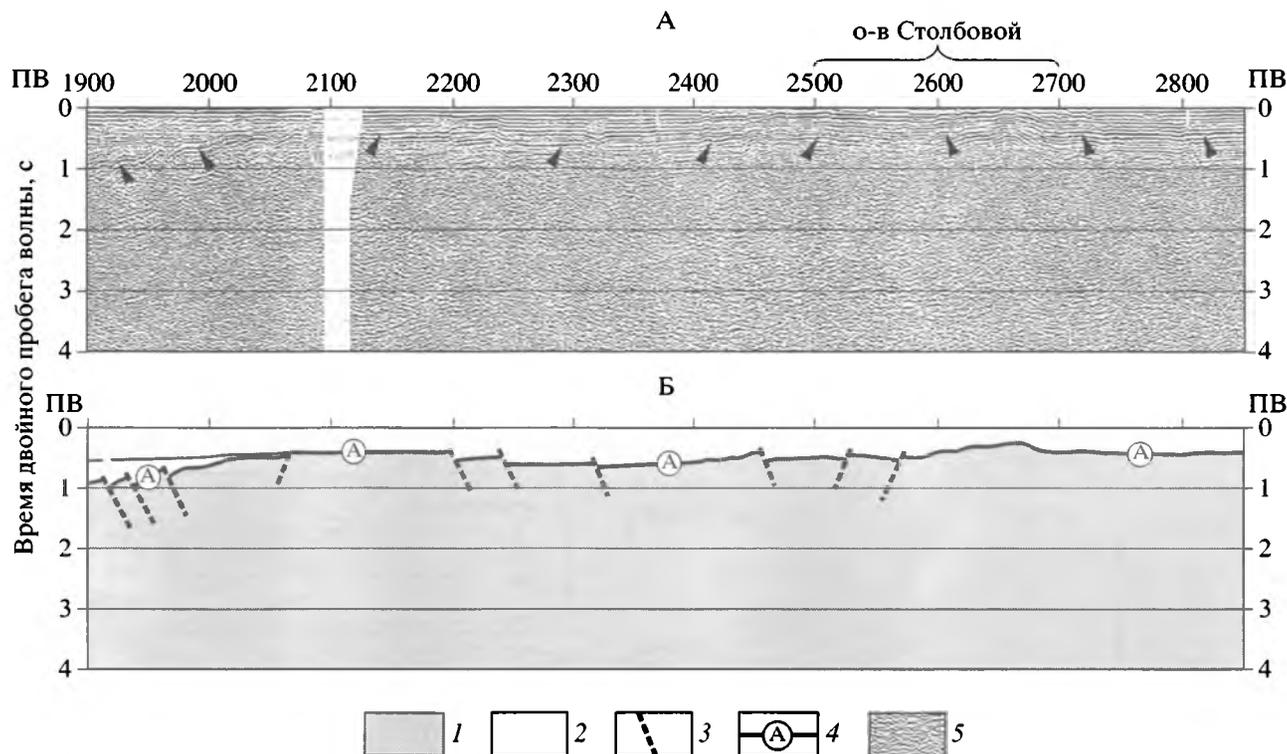


Рис. 7. Фрагмент мигрированного временного разреза ЛАРГЕ-89008 (А) и его интерпретация (Б), показывающие структуру Столбовского горста в непосредственной близости от о-ва Столбовой (местоположение фрагмента см. на рис. 6). Кровля фундамента (черные стрелки на А), незначительно нарушенная сбросами, залегает на небольшой глубине от поверхности дна и, очевидно, включает дислоцированные верхнеюрско-нижнемеловые гравититы, обнажающиеся на острове

1 – позднемезозойское складчатое основание (акустический фундамент); 2 – кайнозойский осадочный чехол; 3 – сбросы; 4 – кровля акустического фундамента; 5 – сейсмические отражения внутри чехла

рис. 7). Это позволяет предположить, что комплекс гравититов о-ва Столбовой залегает ниже горизонта “А”, т.е. входит в состав тектонического основания шельфа. Кровля фундамента дислоцирована многочисленными сбросами и в западном направлении погружается под мощный осадочный чехол Усть-Ленского рифта, где горизонт “А” теряет выразительность и, по-видимому, залегает ниже интервала сейсмической записи.

Таким образом, сейсмические профили МОГТ показывают, что фундамент шельфа в окрестностях о-ва Столбовой включает верхнеюрско-нижнемеловой комплекс, испытавший кливажирование и складчатые дислокации. Исходя из того, что на соседних Новосибирских островах позднемезозойский возраст компрессионных дислокаций хорошо установлен, вполне обоснованным является предположение об аналогичном возрасте дислокаций о-ва Столбовой. Следовательно, горизонт “А” имеет постскладчатый возраст (конец раннего – начало позднего мела), так же, как и сбросовые дислокации, нарушающие его сплошность по всей протяженности как приведенного профиля ЛАРГЕ, так и всех других опубликованных профилей МОГТ [1, 13, 16, 23, 30, 33–36, 41].

Острова Бельковский и Котельный

Острова Бельковский и Котельный вместе с Землей Бунге и прилегающей к ним с севера, юга и запада областью Лаптевского шельфа выделяются в качестве Западно-Анжуйской тектоностратиграфической единицы (террейна), геологически резко отличающейся от обрамления [12]. Ее яркой особенностью является почти непрерывный разрез палеозоя и мезозоя огромной суммарной мощности (около 15 км), который, несомненно, образовался в обстановке зрелой пассивной окраины континента [9, 18, 39 и др.].

Тектоническое основание террейна не обнажено. Сейсмические данные дают слабые основания предполагать, что подстилающими могут быть терригенно-карбонатные отложения условно вендско-кембрийского возраста мощностью 2–3 км [3]. Отчетливо выражена структурная и фациальная зональность северо-западного простирания. Выделяются Котельническая (северовосточная) и Бельковско-Нерпалахская (юго-западная) зоны (рис. 8).

Ордовикско-среднедевонский комплекс известняков и доломитов, содержащий огромное ко-

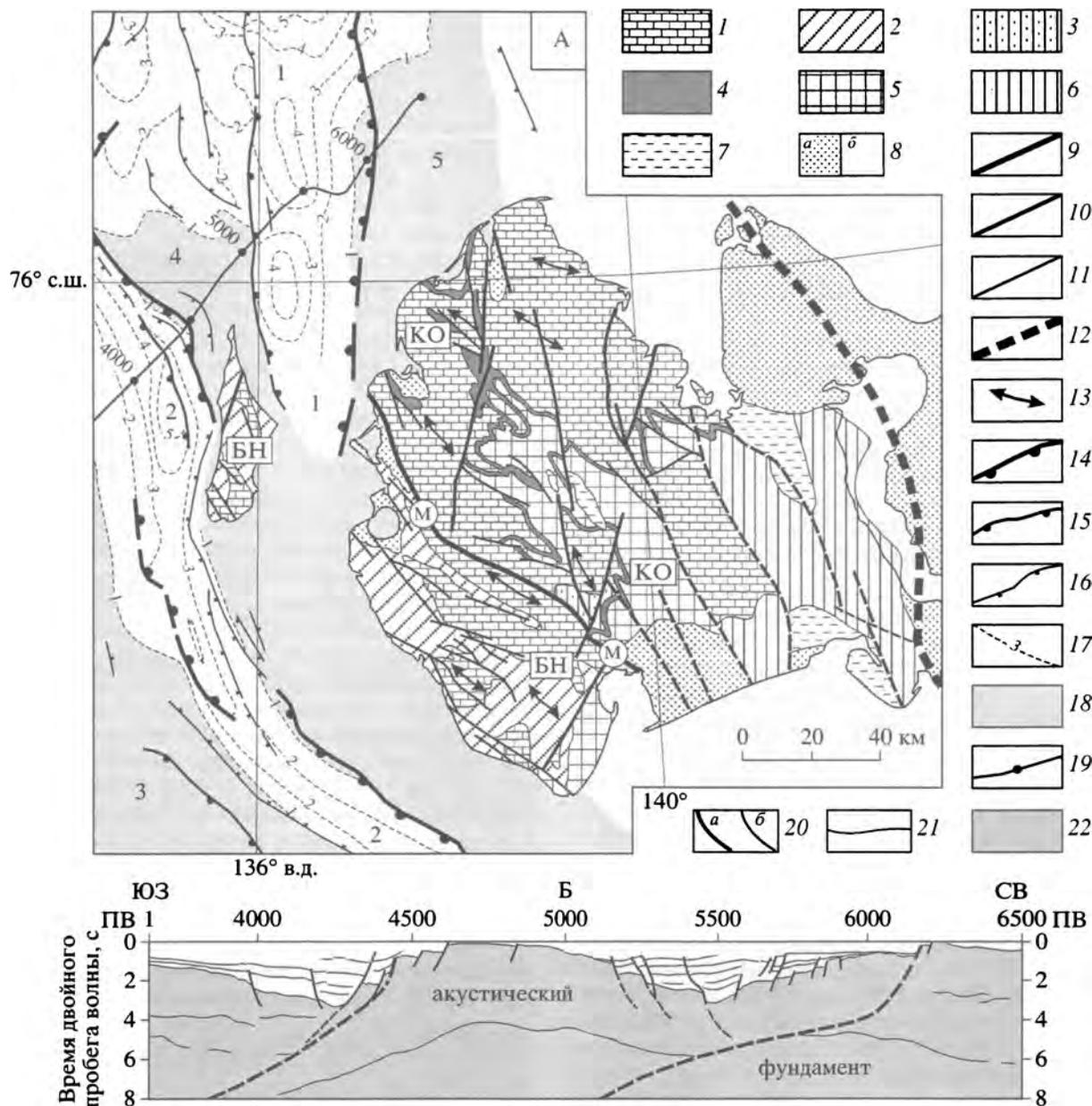


Рис. 8. Структурная схема (А) шельфа в окрестностях островов Бельковский и Котельный и сейсмогеологический разрез вдоль профиля МОГТ BGR-9402 (Б). Структура Западно-Анжуйского террейна в пределах островов показана по материалам геологических съемок НИИГА (М.К. Косыко и др., 1977 г., и Г.В. Труфанов и др., 1978 г.)

1-7 – литоконплексы складчато-надвигового фундамента: 1 – ордовикско-среднедевонский карбонатный, 2 – верхнедевонско-среднекаменноугольный карбонатно-терригенный, 3 – верхнедевонско-нижнекаменноугольный терригенно-карбонатный, 4 – среднекаменноугольно-пермский и 5 – триасово-юрский карбонатно-терригенные, 6 – нерасчлененный верхнедевонско-юрский, скрытый под осадочным чехлом в центральной части Земли Бунге, 7 – нижнемеловой угленосно-терригенный; 8 – верхнемеловой(?)–кайнозойский осадочный чехол (а – на суше; б – в грабенах на границе структурно-фациальных зон (М), 9-12 – разрывные нарушения (пунктир там, где показаны предположительно): 9 – Михайловский разлом на границе структурно-фациальных зон (М), 10 – позднемезозойские диагональные разломы, преимущественно правые сдвиги, 11 – прочие, 12 – предположительно разломное восточное ограничение Западно-Анжуйского террейна (Фаддеевский разлом); 13 – оси антиклиналей; 14-16 – сбросы, установленные по сейсмическим данным на шельфе (пунктир там, где показаны предположительно): 14 – главные (зоны отрыва), 15 – с отчетливым вращением опущенных блоков и листрической геометрией, 16 – прочие; 17 – изогипсы кровли фундамента, км; 18 – вершинные части горстов; 19 – сейсмический профиль BGR-9402 с обозначенными пунктами взрывов; 20-22 – только на разрезе Б: 20 – сбросы (пунктир там, где показаны предположительно): а – главные, б – прочие, 21 – сейсмические отражения внутри чехла, 22 – позднемезозойское складчатое основание (акустический фундамент). Буквами обозначены структурно-фациальные зоны: КО – Котельническая, БН – Бельковский-Нерпалахская. Цифры: 1, 2 – рифты: 1 – Анисинский, 2 – Бельковско-Святоносский; 3-5 – горсты: 3 – Столбовской, 4 – Бельковский, 5 – Котельнический

личество бентосной фауны, практически полностью слагает Котельническую зону и залегает в основании Бельковско-Нерпалахской, где в нем отмечаются более глубоководные фации [18, 39]. Его мощность варьирует от 2–3 до 4–5 км, увеличиваясь, в целом, в юго-западном направлении. Верхнедевонско-среднекаменноугольный комплекс глинистых отложений с прослоями песчаников и известняков является основным компонентом разреза Бельковско-Нерпалахской зоны. Для девонской части комплекса характерны резкая фациальная изменчивость и значительные колебания мощности: от 9400 м на юго-западном побережье о-ва Котельный до 3700 м на о-ве Бельковский. В северо-восточной зоне однообразные мелководные карбонатные породы встречаются в виде фрагментарных разрезов мощностью от 50 до 400 м. Комплекс пермских, триасовых и юрских глинистых отложений общей мощностью 1.5–2 км венчает разрез Котельнической зоны и отсутствует в Бельковско-Нерпалахской.

Образования Бельковско-Нерпалахской зоны прорваны субвулканическими телами диабазов и габбро-диабазов проблематичного возраста. Вероятнее всего, они связаны с позднедевонско-раннекаменноугольной фазой рифтогенеза, хотя не исключен и кайнозойский возраст некоторых из тел.

Деформации Западно-Анжуйского террейна произошли в раннем мелу, что фиксируется перерывом в осадконакоплении на уровне неокома и резким угловым несогласием в подошве аптальбских отложений. Структура образована линейными складками северо-западного простирания длиной от десятков метров до 10–12 км, которые группируются в более крупные синклинии и антиклинории. Складки как открытые с пологими крыльями и округлыми замками, так и изоклиналильные. Значительную роль в структуре играют крупные разломы, диагональные по отношению к простиранию складок, часто обнаруживающие отчетливую правосдвиговую компоненту смещений.

Ранее считалось, что дислокации острова Котельный относятся к платформенному типу [3]. Затем были получены новые данные о надвиговых дислокациях, которые особенно проявлены в Бельковско-Нерпалахской зоне (Б.Г. Аулов, 1990 г., персональное сообщение).

Рядом с о-вами Бельковский и Котельный стороны моря Лаптевых проходят 17 профилей МОГТ. Из них профиль BGR-9402, северо-восточный участок которого проходит в 14 и 37 км от северо-западных побережий о-вов Бельковский и Котельный, соответственно, представляет наибольший интерес. Основными структурными элементами этого участка шельфа, пересеченными профилем, являются Бельковский и Котельнический горсты, Бельковско-Святоносский и

Анисинский рифты (см. рис. 8). Поверхность акустического фундамента опущена по серии литрических сбросов до глубины 5–7 км в рифтах и залегает выше отметки –0.5 км на горстах. Вблизи северной части о-ва Бельковский, являющегося вершиной одноименного горста, горизонт “А” залегает в непосредственной близости от дна (см. рис. 8,Б). Позднемезозойский возраст основания Бельковско-Святоносского рифта может быть легко установлен благодаря тому, что горизонт “А” непрерывно прослеживается сюда из области Столбовского горста. Каков же возраст основания в пределах других структурных элементов? Если предположить, как это делает С.Б. Секретов [30], что низы заполнения Анисинского рифта сложены отложениями от верхнего рифея до нижнего мела включительно и являются продолжением чехла Котельнического срединного массива, то на профиле BGR-9402 в пределах Бельковского и Котельнического горстов следовало бы также ожидать наличие осадочного чехла мощностью в несколько километров, как это следует из приведенных выше геологических данных. Однако данные МОГТ показывают, что это не так, и, следовательно, фундамент в пределах горстов, кровля которого воздымается при приближении к островам, включает дислоцированные палеозойско-мезозойские толщи, выведенные на поверхность островов. Далее, так как горизонт “А” нарушен только сбросами и погружается от вершинных частей горстов к оси Анисинского рифта, следует признать, что фундамент последнего имеет ту же природу и тот же возраст, что и фундамент горстов.

Данные сейсмопрофилирования КМПВ и природа фундамента внутренних частей шельфа

Сейсмические работы КМПВ, выполненные в 1979 и в 1985–88 гг. ПМГРЭ и НИИГА–ВНИИОкеангеология по методике точечных зондирований, предоставили первые сведения о глубинном строении шельфа, а также о величинах и распределении скоростей сейсмических волн в земной коре [2, 6]. На основании полученных данных были выделены три сейсмогеологических мегакомплекса, или структурных этажа: (1) осадочный чехол условно мелового–кайнозойского возраста с пластовой скоростью 2.7–3.3 км/с, (2) комплекс терригенных отложений условно позднепалеозойско-раннемелового возраста с пластовой скоростью 3.4–4.5 км/с и (3) комплекс карбонатных отложений условно рифейско-среднепалеозойского возраста с пластовыми скоростями 4.9–5.7 км/с. Эти мегакомплексы имеют, по мнению авторов работ, широкое площадное развитие и характеризуют квазиплатформенный структурный план шельфа. Самый нижний преломляющий горизонт IV сопоставляется с кровлей кри-

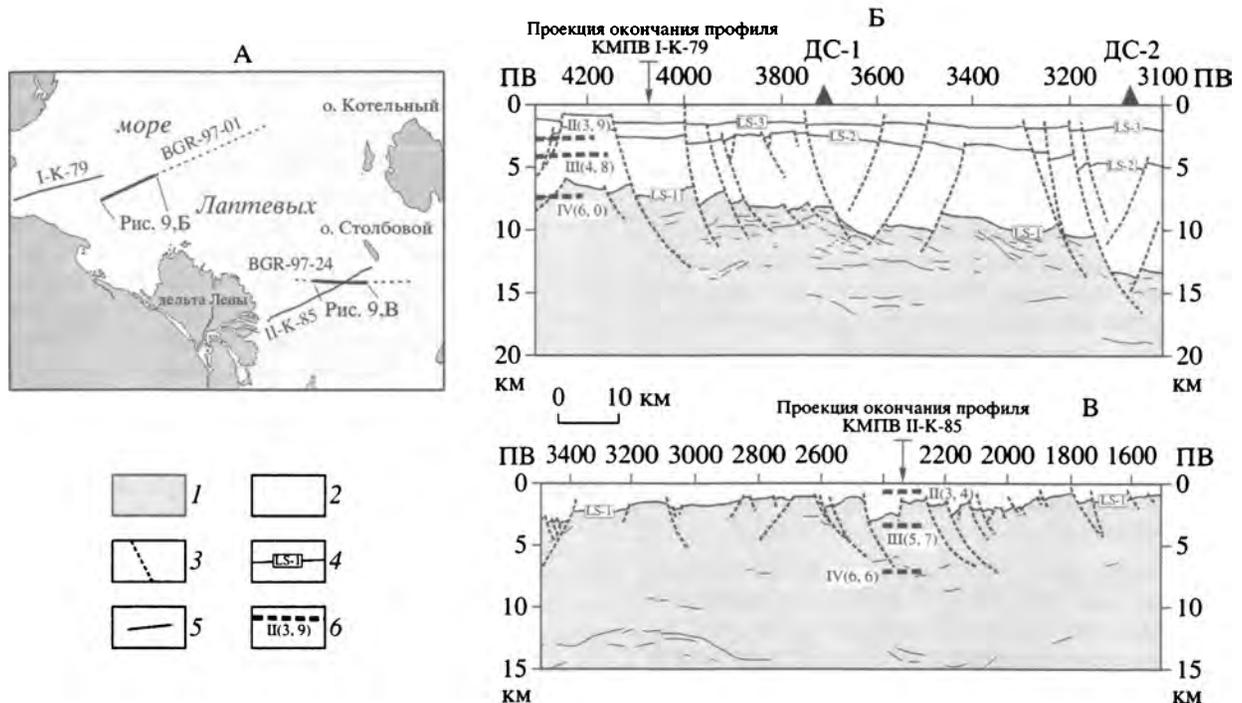


Рис. 9. Сопоставление глубинных сейсмогеологических разрезов по профилям МОГТ и КМПВ: А – схема расположения профилей, приведенных на рис. 9,Б и 9,В; Б – сейсмогеологический разрез по профилю BGR-97-01, по [35], преломляющие границы по Г.А. Кудрявцеву и др. 1980 г., “Севморгео”; В – сейсмогеологический разрез по профилю BGR-97-24, по [35], преломляющие границы по Г. П. Аветисову и др., 1986 г., ВНИИОкеангеология

1 – позднемезозойский фундамент; 2 – кайнозойский осадочный чехол; 3 – сбросы; 4 – основные отражающие горизонты и их индекс по номенклатуре BGR; 5 – сейсмические отражающие горизонты внутри фундамента; 6 – преломляющие границы КМПВ и их индекс (в скобках приведены значения граничной скорости в км/с)

таллического фундамента архейско-раннепротерозойского возраста на основании высоких граничных скоростей – 6.0–6.8 км/с [2, 6].

Методика наблюдений КМПВ основана на записи сейсмических колебаний в пунктах расстановки сейсмоприемников. Дискретный характер записи существенно снижает точность корреляции сейсмических границ вдоль профиля и не позволяет интерпретировать разрез в терминах сейсмической стратиграфии, часто оставляя вопрос о природе тех или иных сейсмических горизонтов открытым. Ответ на него, как известно, дает непрерывное сеймопрофилирование методом отраженных волн МОГТ. Поэтому для определения природы сейсмических границ КМПВ необходимо сопоставить их с отражающими горизонтами на профилях МОГТ в точках пересечения профилей или в тех местах, где профили подходят близко один к другому, располагаясь в пределах одного структурного элемента. Для такого анализа выбраны сейсмические профили BGR–СМНГ 1997 г. (рис. 9,А) как наиболее информативные, обладающие максимальной длиной записи до 12 с и наивысшим качеством. Кроме того, на некоторых из этих профилей, в частности, на профиле BGR-97-01, было проведено комплексирование

МПВ и МОВ, что позволило добиться наилучших результатов в идентификации сейсмических границ.

Профиль КМПВ I-79 расположен в юго-западной части шельфа, беря начало в Анабарском заливе (см. рис. 2). Его северо-восточный отрезок пересекает профиль BGR-97-02 и отстоит на 40 км от окончания профиля BGR-97-01 таким образом, что концевые отрезки профилей могут быть спроецированы один на другой (см. рис. 9,А). Согласно данным МОГТ, в этой части шельфа находится глубокий Южно-Лаптевский, или Усть-Ленский (по [36]), рифт, заполненный многокилометровой толщей осадков. Глубина залегания границы чехол–фундамент на юго-западном окончании профиля BGR-97-01 составляет 6.5–7.8 км, увеличиваясь до 8 км вдоль профиля BGR-97-02 [35]. Именно на такой глубине залегает горизонт IV на профиле КМПВ I-K-79, сопоставляемый с кровлей архейско-раннепротерозойского фундамента с граничными скоростями 6.0–6.6 км/с (см. рис. 9,Б). Горизонты II и III расположены в пределах осадочного чехла, достоверность выделения которого на профилях МОГТ не подлежит сомнению.

Профиль КМПВ II-K-85 был отработан в направлении от дельты Лены к острову Столбовой (см. рис. 9,В). Рассмотрение его пересечения с

профилем BGR-97-24 позволяет прийти к следующему выводу. Из трех сейсмических горизонтов, выделенных на профиле КМПВ, лишь самый верхний, горизонт "II", относится к осадочному чехлу, подошва которого (горизонт LS-1) надежно установлена по данным МОГТ. Два других горизонта приходятся на область акустического фундамента. Последний характеризуется отсутствием коррелируемых и сколько-нибудь протяженных рефлекторов, что не позволяет предполагать внутри него недеформированных осадочных толщ. Обращает внимание то, что в акустическом фундаменте на уровне горизонта "IV" имеется серия субгоризонтальных прерывистых рефлекторов, которые сконцентрированы на визуальном продолжении одного из листрических сбросов и могут являться результатом тектонических деформаций.

Таким образом, сопоставление сейсмических горизонтов КМПВ и МОГТ позволяет прийти к важному выводу, заключающемуся в том, что не может быть дано унифицированного толкования геологической природы границ КМПВ. Так, в осевых частях Усть-Ленского рифта, заполненного осадочными толщами многокилометровой мощности, горизонты КМПВ расположены в осадочном чехле или, в случае горизонта "IV", являются разделом чехол/фундамент. Следовательно, к интерпретации таких участков профилей КМПВ может быть применен "стратиграфический" подход. В области горстов верхние преломляющие горизонты могут быть связаны с сильно редуцированным осадочным чехлом, тогда как нижние с высокими граничными скоростями обусловлены уже структурными особенностями тектонического основания. Другими словами, высокие скорости сейсмических волн, установленные по данным КМПВ, не могут рассматриваться в качестве бесспорного доказательства ни залегания в низах осадочного чехла моря Лаптевых рифейско-палеозойских квазиplatformенных толщ, ни архейско-раннепротерозойского возраста фундамента. Фундамент Усть-Ленского рифта действительно сложен комплексами, отвечающими по своим скоростным параметрам кристаллическим породам. Глубинные профили BGR показывают значительное утонение консолидированной континентальной коры под этим рифтом, в результате которого комплексы нижней коры оказались выведены под подошву осадочного чехла [32, 35, 36].

Обсуждение

Итак, как показывают приведенные выше геологические сведения и данные морского многоканального сейсмического профилирования МОГТ, море Лаптевых со стороны суши и Новосибирских островов обрамляется складчатыми зонами мезозойского, в основном позднемезозойского,

возраста, которые прослеживаются вдоль сейсмических профилей далеко в глубь акватории, участвуя в фундаменте рифтогенных осадочных бассейнов на шельфе. В связи с этим встает вопрос о характере и геометрии границ складчатых зон в фундаменте шельфа – вопрос, который может быть отнесен к числу самых трудных в геологии континентальных окраин. На сегодняшней стадии изученности на него не может быть дан однозначный ответ. И все же, используя имеющиеся данные МОГТ, карты магнитного и гравитационного полей и принимая во внимание хорошо известный для многих рифтовых зон Земли феномен приуроченности рифтов к крупным ослабленным зонам в предрифтовом субстрате (шовные зоны – сутуры, разломные безофиолитовые швы или крупные разломы), можно сформулировать некоторые общие представления о строении того субстрата, который подвергся интенсивному растяжению в позднем мелу и кайнозое и ныне скрыт под мощным осадочным чехлом (рис. 10).

Геолого-геофизические данные по Лено-Таймырской области показывают, что Верхоянская мегазона и Южно-Таймырская складчатая зона подстилают Южно-Лаптевский и Усть-Ленский рифты – область, где ранее выделялся Лаптевский массив. Этот домен фундамента, как и Верхоянская мегазона на континенте, соответствует пассивной окраине Сибирского палеоконтинента и, следовательно, может иметь в цоколе древнюю кристаллическую кору, хотя и переработанную, но, до некоторой степени, аналогичную архейско-раннепротерозойскому фундаменту Сибирской платформы. Геолого-геофизические данные [8] дают основание полагать, что эта "сибирская" кристаллическая кора может продолжаться на восток под деформированным верхоянским комплексом вплоть до хребта Черского. Здесь на Верхоянскую мегазону по системе протяженных шарьяжей в западных бортах Иньяли-Дебинского и Полоусненского синклиналиев надвинуты средне-верхнеюрские турбидиты и контуриты с примесью вулканокластики, образовавшиеся, по разным представлениям, или в тылу [22, 31], или во фронте [24, 26, 40] Уяндино-Ясачненской вулканической палеодуги. Амплитуда шарьирования комплексов Иньяли-Дебинского синклиналия по Чаркы-Индибирскому надвику достигает, по разным оценкам, до 80 и, возможно, более 100 км [8]. Следовательно, кора Сибирского палеоконтинента может распространяться под шарьяжами далее на восток, достигая системы Момо-Селеняхских впадин (см. рис. 10).

В области шельфа на продолжении предполагаемого восточного ограничения "сибирского" кристаллического фундамента находится сброс Лазарева – один из наиболее крупных и, вероятно, сквозьлитосферных разломов (детачментов) рифтовой системы, заложившийся на самой ран-

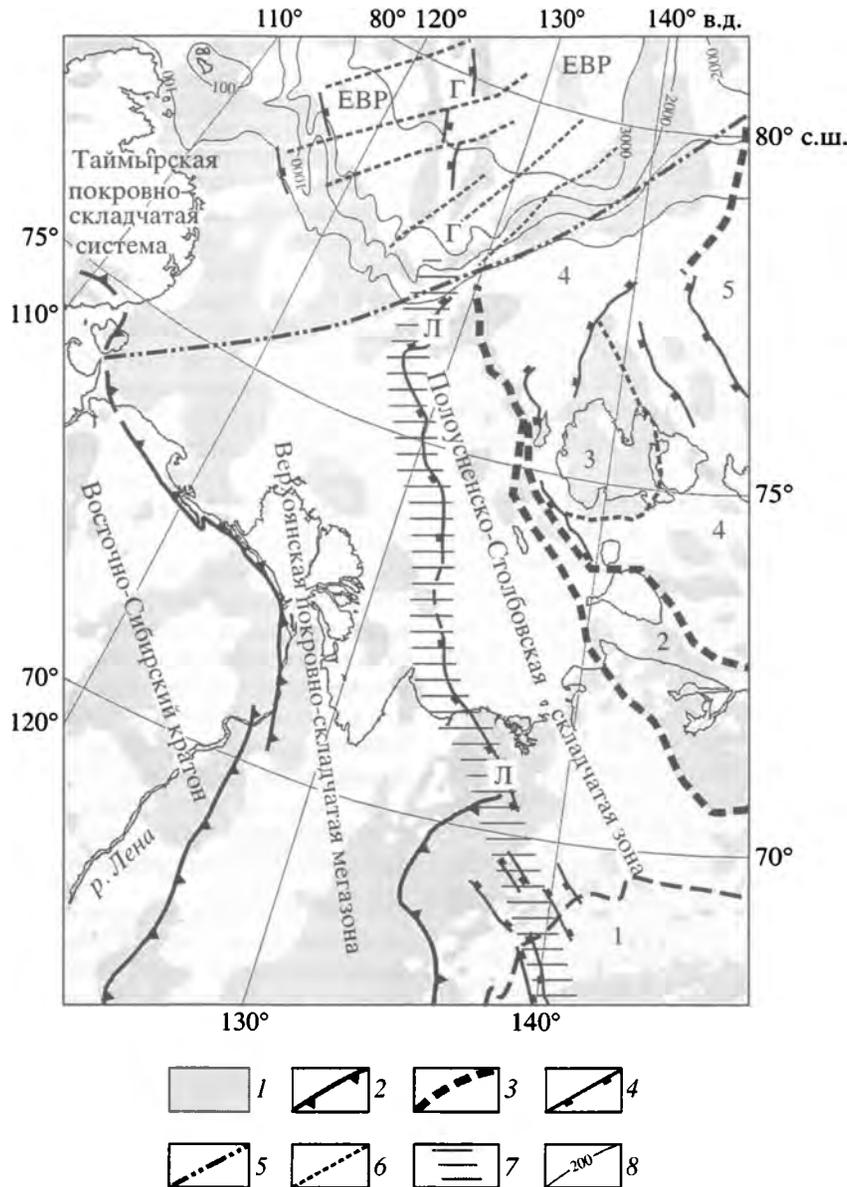


Рис. 10. Аномальное магнитное поле и основные структурные элементы тектонического основания шельфа моря Лаптевых (магнитное поле заимствовано из [42])

1 – положительные магнитные аномалии; 2 – крупные зоны надвигов; 3 – границы шельфового сегмента Южно-Анхойско-Ляховской сутуры, предполагаемые по магнитным данным; 4 – главные сбросы в бортах позднемеловых-кайнозойских рифтов; 5, 6 – сдвиги: 5 – Хатангско-Ломоносовский, 6 – прочие; 7 – зона предполагаемой восточной границы кристаллического цоколя Сибирского палеоконтинента; 8 – изобаты, м. Арабские цифры обозначают: 1 – позднемезозойская покровно-складчатая мегазона хр. Черского (коллизонный пояс Черского, по [24]), 2 – Южно-Анхойско-Ляховская офиолитовая сутура, 3 – Западно-Анхойская тектоно-стратиграфическая единица (террейн), 4 – Новосибирско-Чукотская позднемезозойская покровно-складчатая система (дислоцированный край Чукотско-Северо-Аляскинского микроконтинента), 5 – эпизмисрийский Гиперборейский массив (недислоцированный или слабодислоцированное ядро Чукотско-Северо-Аляскинского микроконтинента). Прописные буквы: Г – погребенная осевая рифтовая долина хр. Гаккеля, ЕВР – Евразийский спрединговый бассейн, Л – сброс Лазарева

ней стадии рифтогенеза. Таким образом, можно предположить, что область развития комплексов Верхоянской мегазоны в фундаменте шельфа с востока ограничена сбросом Лазарева (см. рис. 10), который унаследовал более древний тектонический шов вдоль края Сибирского палеоконтинента.

Другой важнейший элемент рифтовой системы моря Лаптевых, Бельковско-Святоносский рифт, находится на простирации Южно-Анхойско-Ляховской шовной зоны и, предположительно, заложился вдоль шельфового фланга последней. В пользу того, что шовная зона проходит

между островом Столбовой, с одной стороны, и островами Бельковский и Котельный – с другой, свидетельствуют резкие отличия геологического строения Столбовской и Западно-Анжуйской единиц фундамента. Южный фланг рифта, где мощности заполняющих его осадков еще очень велики, обладает и более высоким, чем его плечи, аномальным магнитным полем, характерным для всей шовной зоны в целом и являющимся следствием присутствия в ее структуре большого количества магматических образований различного возраста и состава. Далее к северу данная зона, предположительно, проходит где-то под мощным осадочным чехлом осевых частей Бельковско-Святоносского рифта и теряет выразительность в магнитном поле.

Фундамент остальной части Лаптевского шельфа между сбросом Лазарева и Бельковско-Святоносским рифтом, возможно, представляет продолжение зоны развития обломочных и вулканогенно-обломочных гравититов и контуритов Иньяли-Дебинского и Полоусненского синклинириев, образовавшихся в глубоководных палеобассейнах между Сибирским палеоконтинентом и Уяндино-Ясаченской вулканической дугой. Возрастными и фациальными аналогами толщ упомянутых синклинириев являются оксфордско-валланжинские образования о-ва Столбовой.

Неясными вопросами остаются геологическая природа и структурная принадлежность Западно-Анжуйского блока, представляющего, по сути, крупный фрагмент палеозойско-мезозойской пассивной окраины. Автор статьи ранее предположил [12], что этот блок до середины девона составлял единое целое с пассивной окраиной Сибири, на которой происходила карбонатная седиментация, а в позднем девоне был отчленен при рифтогенезе, подобно тому, как это предполагается для карбонатных блоков складчатой мегазоны хр. Черского [14, 24]. Однако не исключена и его принадлежность к окраинам Карского или Гиперборейского микроконтинентов. Для проверки этих предположений необходимы специальные палеомагнитные и биостратиграфические исследования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предположение о продолжении покровно-складчатых сооружений Северо-Восточной Азии в пределы ее арктической подводной окраины высказывалось неоднократно и ранее, когда сейсмические данные МОГТ еще не были получены. Складчатый характер фундамента приновосибирской и притаймырской частей шельфа и тогда не вызывал значительных сомнений [2, 3]. Вместе с тем, однако, в основании шельфа предполагалось существование одного или нескольких крупных платформенных блоков или массивов, пере-

крытых недеформированным или слабодеформированным чехлом, т.е. избежавших скольконибудь интенсивной тектонической переработки в позднем мезозое.

Сегодня совокупность имеющихся геолого-геофизических данных позволяет прийти к выводу, что все море Лаптевых обрамляется складчатыми системами мезозойской консолидации, которые прослеживаются на значительные расстояния в глубь акватории, отображаясь на сейсмических профилях как акустический фундамент, то есть, в геологическом смысле, являются тектоническим основанием рифтовой системы моря Лаптевых. Кровля фундамента нарушена только сбросовыми дислокациями, что однозначно свидетельствует о постскладчатом возрасте этой поверхности, а перекрывающий ее осадочный чехол может иметь кайнозойский [41] или позднемеловой-кайнозойский [13, 34] возраст. Опорный сейсмический горизонт "А" ("LS-1") прослежен под мощными осадочными толщами рифтовых бассейнов далеко в пределы шельфа и вплоть до его кромки, где он перекрыт проградационными осадочными сериями бокового наращивания континентальной окраины. Последние, очевидно, синхронны образованию Евразийского бассейна, и их возраст не древнее конца палеоцена. Этот факт оставляет мало возможностей для выделения крупных платформенных блоков на шельфе моря Лаптевых.

В настоящее время мы не располагаем надежными данными, позволяющими достоверно установить характер тектонического основания осевых зон рифтов моря Лаптевых. Однако имеющиеся профили МОГТ и МПВ показывают, что континентальный фундамент здесь сильно утонен, нарушен большим количеством сбросов и погружен до глубин 12–13 км, а под основание чехла выведены комплексы нижней коры. Для достижения большего прогресса в изучении структуры нижних этажей коры и зоны перехода кора-мантия требуется проведение специальных геофизических наблюдений и, прежде всего, глубоководных сейсмических исследований методом пре-лобленных волн.

Настоящая работа на заключительном этапе поддержана грантом Российского фонда фундаментальных исследований № 01-05-64979.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев М.Н., Архангелов А.А., Иванова Н.М., Ким Б.И., Патык-Кара Н.Г., Плахт И.Р., Рейнин И.В., Секретов С.Б., Шкарубо С.Н. Моря Лаптевых и Восточно-Сибирское / Отв. ред. Алексеев М.Н. // Шельфы Евразии в мезозое и кайнозое. Палеогеографический атлас. Т. 1. Робертсон Груп Плк. (Великобритания) и М.: ГИН РАН, Геологи-

- ческий институт Академии наук СССР, 1992. С. 14–22.
2. *Виноградов В.А.* Море Лаптевых // Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9. Моря Советской Арктики. Л.: Недра, 1984. С. 50–60.
 3. *Виноградов В.А., Гапоненко Г.И., Грамберг И.С., Шимараев В.Н.* Структурно-формационные комплексы арктического шельфа Восточной Сибири // Сов. геология. 1976. № 9. С. 23–38.
 4. *Виноградов В.А., Гапоненко Г.И., Русаков И.М., Шимараев В.Н.* Тектоника Восточно-Арктического шельфа СССР. Л.: Недра, 1974. 144 с.
 5. *Виноградов В.А., Драчев С.С.* К вопросу о тектонической природе фундамента юго-западной части шельфа моря Лаптевых // Докл. РАН. Т. 372. № 1. 2000. С. 72–74.
 6. *Виноградов В.А., Коган А.Л., Шимараев В.Н.* Результаты региональных сейсмических исследований в юго-восточной части моря Лаптевых // Геология и геофизика. 1992. № 6. С. 113–118.
 7. *Виноградов В.А., Явищ Г.П.* Стратиграфия верхнеюрских и нижнемеловых отложений северной части о. Столбового // Геология и полезные ископаемые Новосибирских островов и о. Врангеля. Л.: НИИГА, 1975. С. 38–42.
 8. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1000000 (новая серия). Лист Q-54 – Хонуу. Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1986. 120 с.
 9. Геология и полезные ископаемые Новосибирских островов и острова Врангеля. Л.: НИИГА, 1975. 78 с.
 10. *Граусман В.В.* Геологический разрез Усть-Оленекской скв. 2370 (инт. 3605–2700) // Тихоокеанская геология. 1995. Т. 14. № 4. С. 137–140.
 11. *Грачев А.Ф., Деменицкая Р.М., Карасик А.М.* Проблема связи Момского континентального рифта со структурой срединноокеанического хребта Гаккеля // Геофизические методы разведки в Арктике. Л.: НИИГА, 1971. Вып. 6. С. 38–53.
 12. *Драчев С.С.* Тектоника и мезо-кайнозойская геодинамика района Новосибирских островов: Автореф. дис.... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1989. 19 с.
 13. *Драчев С.С.* Тектоника рифтовой континентальной окраины моря Лаптевых // Геотектоника. 2000. № 6. С. 43–58.
 14. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 2. 334 с.
 15. *Иванов В.В., Клубов Б.А., Похиалайнен В.П.* Новые данные по геологии острова Столбового (Новосибирский архипелаг) // Докл. АН СССР. 1974. Т. 216. № 4. С. 879–890.
 16. *Иванова Н.М., Секретов С.Б., Шкарубо С.Н.* Данные о геологическом строении шельфа моря Лаптевых по материалам сейсмических исследований // Океанология. Т. XXIX. 1989. Вып. 5. С. 789–795.
 17. *Карасик А.М.* Евразийский бассейн Северного Ледовитого океана с позиции тектоники плит // Проблемы геологии полярных областей Земли. Л.: НИИГА, 1974. С. 23–31.
 18. *Косько М.К., Непомилуев В.Ф.* К реконструкции палеозойских структурно-формационных зон в районе островов Анжу // Тектоника Арктики. Л.: НИИГА, Вып. 1. 1975. С. 26–30.
 19. *Кропоткин П.Н., Шаталов Е.Т.* Очерки геологии Северо-Востока СССР // Материалы по изучению Охотско-Колымского края. М.: ОНТИ, 1936. Сер. 1. Вып. 3. 147 с.
 20. *Мигай И.М.* Геологическое строение района мыса Цветкова на Восточном Таймыре. Л.-М.: Главсевморпуть, 1952. 60 с. (Труды НИИГА; Т. 36).
 21. *Мокишанцев К.Б., Горшштейн Д.К., Гусев Г.С. и др.* Тектоническое строение Якутской АССР. М.: Наука, 1964. 292 с.
 22. *Натанов Л.М., Ставский А.П.* Геодинамическая модель Северо-Востока СССР и ее использование для металлогенического анализа // Сов. геология. 1985. № 3. С. 7–78.
 23. Объяснительная записка к Тектонической карте морей Карского и Лаптевых и севера Сибири. Масштаб 1 : 2500000 / Отв. ред. Богданов Н.А., Хаин В.Е. М.: Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 1998. 127 с.
 24. *Оксман В.С.* Геодинамическая эволюция коллизийного пояса горной системы Черского (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 1998. № 1. С. 56–69.
 25. Палеоген и неоген Северо-Востока СССР. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1989. 184 с.
 26. *Парфенов Л.М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Восточной Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 191 с.
 27. *Парфенов Л.М.* Два этапа мезозойской складчатости в Северном Верхоянье // Геология и геофизика. 1988. № 4. С. 3–10.
 28. *Проткова Ю.В., Савостин Л.А., Драчев С.С.* Позднемезозойский терригенный комплекс о. Столбового: генетические типы и условия образования // Геология морей и океанов: Тез. докл. 8 Всесоюз. школы морской геологии. Т. 1. М., 1988. С. 104–105.
 29. *Савостин Л.А., Натанов Л.М., Ставский А.П.* Мезозойская палеогеодинамика и палеогеография Арктического региона // 27-й МК: Палеоокеанология. Коллоквиум К. 03. Доклады. Москва, 4–14 авг. 1984 г. М.: Наука, 1984. Т. 3. С. 172–187.
 30. *Секретов С.Б.* Геологическое строение Лаптево-морского шельфа по материалам сейсмических исследований МОВ ОГТ: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1993. 23 с.
 31. *Ставский А.П.* Тектоника Колымо-Индигирского региона: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1984. 24 с.
 32. *Чижов Д.И., Драчев С.С., Макаду Д.* Предварительные результаты моделирования структуры земной коры рифтовой системы моря Лаптевых на основе сейсмических и гравиметрических данных // Тезисы международной конференции “Полярные области Земли: геология, тектоника, ресурсное значение, природная среда”. СПб., 1–3 ноября 2001 г. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2001. С. 93–94.

33. *Drachev S.S., Savostin L.A., Bruni I.E.* Structural pattern and tectonic history of the Laptev Sea region / Eds. Kas-sens et al. // Reports on Polar Research, 175. Bremer-haven, Germany: Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, 1995. P. 348–366.
34. *Drachev S.S., Savostin L.A., Grachev V.G., Bruni I.E.* Structure and Geology of the Continental Shelf of the Laptev Sea, Eastern Russian Arctic // Tectonophysics. 1998. Vol. 298. № 4. P. 667–682.
35. *Franke D., Hinz K., Block M., Drachev S.S., Neben S., Kos'ko M.K., Reichert C., Roeser H. A.* Tectonics of the Laptev Sea Region in North-Eastern Siberia // Polarfor-schung. 2000. Vol. 68. P. 51–58.
36. *Franke D., Hinz K., Oncken O.* The Laptev Sea Rift // Marine and Petroleum Geology. 2001. Vol. 18. № 10. P. 1083–1127.
37. *Fujita K., Cambray F.W., Velbel M.A.* Tectonics of the Laptev Sea and the Moma rift systems, northeastern USSR // Mar. Geol. 1990. Vol. 93. P. 95–118.
38. *Grachev A.F.* Geodynamics of the transitional zone from the Moma rift to the Gakkel ridge // Am. Assoc. Pet. Geol. 1982. Mem. Vol. 34. P. 103–113.
39. *Kos'ko M.K., Lopatin B.G., Ganelin V.G.* Major geolog-ical features of the islands of the East Siberian and Chuk-chi seas and the northern coast of Chukotka // Mar. Geol. 1990. Vol. 93. P. 349–367.
40. *Parfenov L.M.* Tectonics of the Verkhoyansk-Kolyma Mesozoides in the context of plate tectonics // Tectono-physics. 1991. Vol. 199. P. 319–342.
41. *Roeser H.A., Block M., Hinz K., Reichert C.* Marine Geophysical Investigations in the Laptev Sea and the Western part of the East Siberian Sea // Reports on Polar Research. Bremerhaven, Germany: Alfred Wegener In-stitute for Polar and Marine Research, 1995. Vol. 176. P. 367–377.
42. *Roest W.R., Verhoef J., Macnab R.* Magnetic anomaly map of the Arctic north of 64°. Scale 1 : 6000000. Geol. Surv. Canada. Open File 3281. 1996.

Рецензенты: Н.А. Богданов, Г.Е. Бондаренко

On the Basement Tectonics of the Laptev Sea Shelf

S. S. Drachev

*Institute of the Lithosphere of Marginal Seas, St. Petersburg Division, Russian Academy of Sciences,
nab. reki Moiki 120, St. Petersburg, 190121, Russia*

Abstract—The Laptev Sea is among the key areas for studying the geologic structure and evolution of the Arctic segment of the Earth. The Siberian craton and the Taimyr, Verkhoyansk-Kolyma, and New Siberian-Chukchi fold-and-thrust belts join within it. The offshore multichannel reflection profiling data acquired by Russian and foreign companies over the past 15 years, geological data on the nearshore mainland and the New Siberian Islands, and gravity data provide the basis for a new interpretation of the tectonic structure of the basement of this broad Arctic continental margin. The available geological and geophysical data suggest that the Laptev Sea is surrounded by the Mesozoic, largely Late Mesozoic fold zones, which are traceable far offshore as the acoustic basement and actually constitute the basement of the Late Cretaceous–Cenozoic Laptev Sea rift system. The data presented in this paper discard the existence of a large cratonic block (Laptev massif) in the western part of the shelf and leave few possibilities to recognize any other cratonic blocks in the Laptev Sea shelf.

УДК 551.242.24(267)

ДЕТАЛЬНАЯ СТРУКТУРА ОБЛАСТИ ВНУТРИПЛИТНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ КОТЛОВИНЕ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА (РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ НА ТРЕХ ПОЛИГОНАХ)

© 2002 г. В. Е. Вержбицкий¹, О. В. Левченко²¹Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 119180, Москва, Старомонетный пер., 22²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117851, Москва, Нахимовский просп., 36

Поступила в редакцию 14.08.2000 г.

Наиболее выразительные внутриплитные деформации океанской литосферы развиты в Центральной котловине Индийского океана, где достаточно давно описываются “аномальные” с позиций тектоники литосферных плит явления. Большой объем исследований по этой проблеме выполнен Институтом океанологии им. П.П. Ширшова РАН, на основании более 20 тысяч профилей НСП, собранных здесь за последние 25 лет в 7 научных экспедициях. Существенный прогресс в понимании тектоники области внутриплитных деформаций был достигнут после проведения в 31-м рейсе НИС “Дмитрий Менделеев” и 22-м рейсе НИС “Профессор Штокман” детальной съемки НСП на больших полигонах. В данной работе представлены результаты структурно-тектонического анализа данных НСП и новые детальные тектонические схемы. В результате сравнительного анализа детальных структурных исследований в пределах трех полигонов сделаны новые выводы о строении области деформаций. Выявлены основные кинематические типы крупных складчатых структур в Центральной котловине (“ундуляций”) – складки продольного и поперечного изгиба. За формирование последних кроме регионального субмеридионального тангенциального сжатия, по-видимому, также ответственны пассивное субширотное растяжение и наложенные процессы серпентинизации. Показана существенная роль в структуре деформированного комплекса разрывных нарушений типа сдвигов и взбросо-сдвигов. Выявлен различный характер взаимоотношения между молодым компрессионным и древним спрединговым структурными планами: субмеридиональные гетерогенные деформированные полосы между древними трансформами (полигон М-31-V) и наложенные на них неогеновые складчато-разрывные структуры (полигоны Ш-22-I и Ш-22-II). Выделен новый региональный морфологический тип дислокаций – “выдавленные блоки”. Показано проявление мозаично-блоковой структуры региона на локальном “полигонном” уровне.

ВВЕДЕНИЕ

Всестороннее изучение внутриплитных тектонических процессов является одним из приоритетных и интенсивно развивающихся направлений в современной геотектонике. Можно утверждать, что именно с исследованиями этих проблем во многом связан дальнейший прогресс тектоники плит в целом, расширение круга рассматриваемых ею вопросов и переход с глобального уровня на региональный (например [8, 16–20, 42, 49, 51, 57]). Это особенно актуально для океанов, изучение которых с этой точки зрения только начинается.

Наиболее выразительные внутриплитные деформации океанской литосферы развиты в северо-восточной части Индийского океана, где достаточно давно описываются “аномальные” с позиций тектоники литосферных плит явления [3–5, 7, 9–15, 17, 19–32, 34–48, 50–55, 58]. Вначале южнее Индии и о-ва Шри-Ланка была зарегистрирована высокая внутриплитная сейсмичность [35, 41, 44, 53]. Позже непрерывным сейсмическим профилированием в Центральной котловине выявили интенсивные крупномасштабные складча-

то-разрывные дислокации осадочного чехла и фундамента (так называемые “ундуляции”), осложненные многочисленными взбросами и складками меньшего порядка и четко проявляющиеся в поле силы тяжести и геоиде [15, 39, 40, 54]. Зарегистрированный здесь аномально высокий тепловой поток также говорит о современной тектонической активности рассматриваемого региона [4, 40, 42, 54]. Ряд исследователей предполагает, что деформация коры здесь связана с вертикальными движениями глубинного вещества [31] или с дифференцированными подвижками блоков, обусловленными тектонической расслоенностью литосферы [7, 25–29]. Большинство же исследователей, особенно зарубежных, связывает эти явления с реакцией океанской литосферы на отдаленную коллизию Индостана с Евразией, которая вызывает рост внутриплитных напряжений [3–5, 39, 40, 42, 52, 54–55 и др.]. Действительно, простирающиеся основных структур сжатия в Центральной котловине ориентировано субпараллельно фронту Гималайского складчато-покровного сооружения, а время их формирования совпадает с аттической эпохой повышенной тектонической активности,

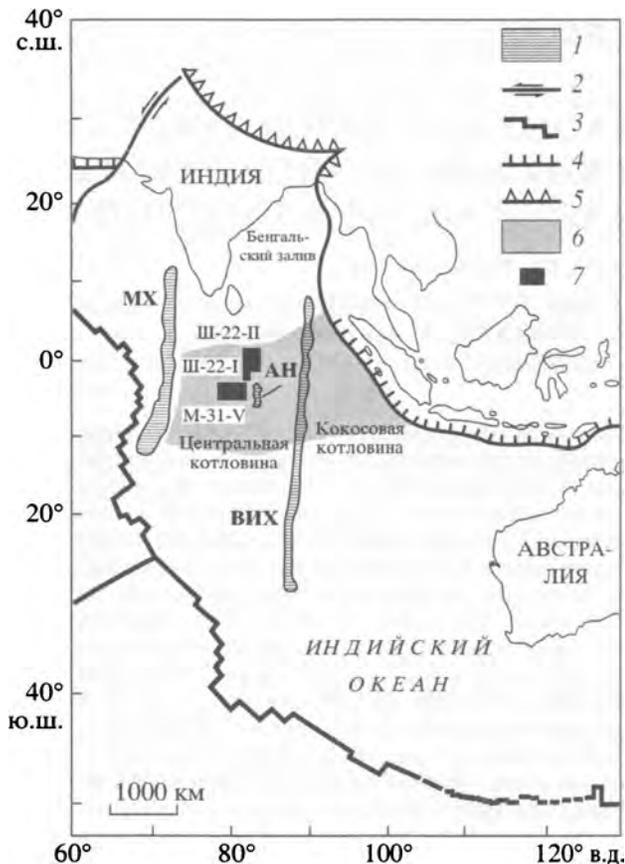


Рис. 1. Схема расположения полигонов детальной геофизической съемки Института океанологии РАН в области внутриплитных деформаций индоокеанской литосферы. По [36, 54], с изменениями и дополнениями 1 – основные внутриплитные поднятия: МХ – Мальдивский и ВИХ – Восточно-Индийский хребты; АН – поднятие Афанасия Никитина; 2 – зона сдвига; 3 – спрединговый хребет; 4 – конвергенция океанской и континентальной плит; 5 – коллизия континент–континент или континент–дуга; 6 – область внутриплитных деформаций [5]; 7 – полигоны детальной съемки

приуроченной к миоцену (с максимумом в позднем миоцене), плиоцену, продолжающейся до нашего времени и проявившейся прежде всего в пределах Альпийско-Гималайского подвижного пояса [33]. Однако модель “диффузной границы плит”, которая сегодня признана за рубежом основной для области внутриплитных деформаций на северо-востоке Индийского океана [51, 52, 55], не в состоянии объяснить многие наблюдаемые здесь структурные особенности. Ранее мы уже отмечали эти противоречия между наблюдаемыми фактами и модельными представлениями [5, 11]. Напомним, что в структурном отношении это несоответствие между протяженными линейными складчатыми изгибами литосферы (ундуляциями), которые должны образовываться в пластине в результате ее горизонтального сжатия, и наблюдаемыми изометричными брахискладками.

К настоящему времени в регионе выполнен большой объем сейсмического профилирования, позволяющего судить о структуре верхнего осадочного слоя коры. Именно в результате структурного анализа сейсмических данных получены основные выводы о тектонике индоокеанской области внутриплитных деформаций [5, 9–15, 22, 23, 25–28, 36, 37, 39, 40, 42–45, 48, 54].

Вначале подобные структурные построения делались на основании редкой сетки одиночных региональных профилей непрерывного сейсмического профилирования, и на севере Центральной котловины рисовалась серия “ундуляций” – протяженных хребтов (антиклиналей) и трогов (синклиналей) ЮЗ-СВ-го и субширотного простирания [15, 40, 54]. Первая же детальная полигонная съемка, выполненная Институтом океанологии им. П.П. Ширшова в 1984 г. в 31-м рейсе НИС “Дмитрий Менделеев”, существенно изменила представления о структуре области внутриплитной деформации индоокеанской литосферы [4, 5, 9, 10, 23, 48]. Вместо протяженных ундуляций О.В. Левченко была предложена схема ее мозаично-блоковой структуры [9], получившая развитие в наших последующих работах [11, 12]. Детальная съемка на полигонах, продолженная Институтом океанологии в 1989 г. в 22-м рейсе НИС “Профессор Штокман”, подтвердила эти представления о хаотическом чередовании изометричных деформированных и недеформированных или слабо деформированных блоков [13, 42]. Зарубежные исследователи, продолжавшие съемку НСП вдоль одиночных региональных профилей, по-прежнему рисовали протяженные ундуляции, но уже упоминая блоковое строение этой области [например, 36], по-видимому, после наших публикаций.

Как правило, структурно-тектонические построения для участков океанского дна до недавнего времени проводились на основе анализа его геоморфологии, т.е. по результатам батиметрических съемок. Обычно на этих так называемых “схемах тектоники” были показаны только основные разломы и контуры отдельных крупных опущенных и поднятых блоков океанической коры, а также эпицентры землетрясений, оси магнитных и иногда гравитационных аномалий, точки “аномального” теплового потока. Мы постарались до некоторой степени возместить этот пробел, составив тектонические схемы, на которых нашли отражение все разрывные и складчатые дислокации разной природы и порядков, наблюдаемые на профилях НСП в пределах изученных частей региона. Основной целью данной работы является сравнительный структурный анализ трех детально изученных участков области внутриплитной деформации в Центральной котловине Индийского океана (рис. 1) с целью выявления основных закономерностей ее строения.

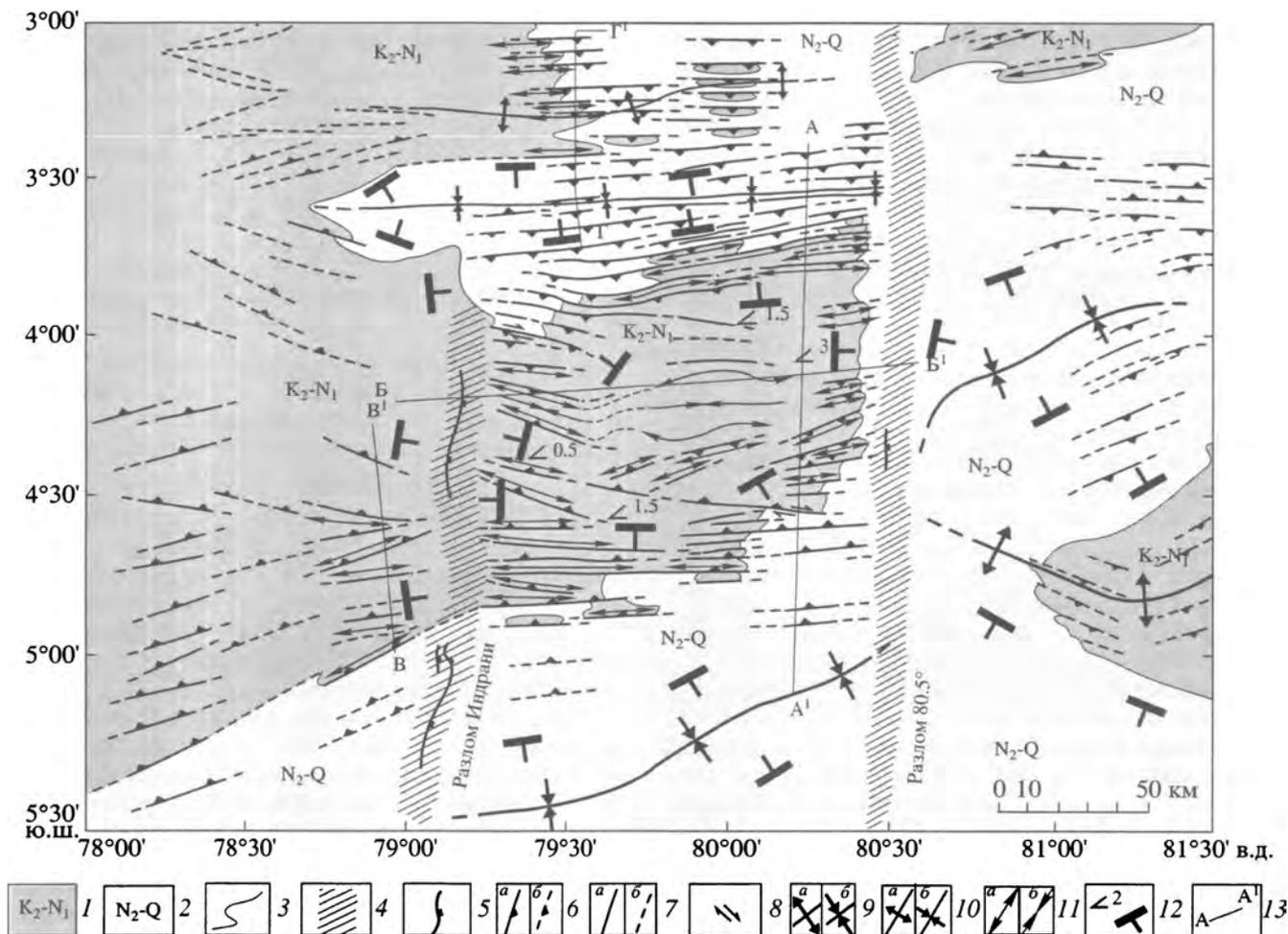


Рис. 2. Тектоническая схема участка области внутриплитных деформаций в районе полигона М-31-В. По [12, 13], с изменениями и дополнениями

1, 2 – структурные комплексы: 1 – деформированный поздне меловой–позднемиоценовый (поздне меловой–позднемиоценовый–раннеплиоценовый для полигона Ш-22-И), 2 – постскладчатый недеформированный плиоцен–четвертичных отложений; 3 – стратиграфическая граница между структурными комплексами; 4–8 – разрывные нарушения: 4, 5 – поздне мелового (древнего) структурного плана: 4 – зоны древних трансформных разломов, 5 – локальные разрывные нарушения в пределах зон трансформных разломов (с указанием опущенного блока); 6, 7 – позднемиоценового (молодого) структурного плана, развитые в пределах деформированного комплекса: 6 – с четко выраженной взбросовой составляющей: а – выделенные, б – предполагаемые, 7 – без выраженной взбросовой составляющей: а – выделенные, б – предполагаемые; 8 – направления предполагаемых сдвиговых перемещений; 9–12 – молодые (позднемиоценовые) складчатые дислокации: 9 – оси крупных сопряженных структур I порядка, осложненных разрывными нарушениями молодого плана под чехлом плиоцен–четвертичных отложений: а – антиклинальных, б – синклинальных; 10 – оси складчатых структур II порядка: а – антиклинальных, б – синклинальных; 11 – оси приразломных складок (структуры III порядка): а – антиклинальных, б – синклинальных; 12 – общее направление падения слоев деформированного комплекса, углы падения в градусах; 13 – положение профилей, показанных на рис. 3

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЙ

Полигон М-31-В (3–5°30' с.ш.; 78–81°30' в.д.)

Центральную часть полигона М-31-В (рис. 2, см. рис. 1) занимает обширная пологая возвышенность высотой более 500 м, сложенная деформированными осадками мощностью около 1 км и соответствующая крупному поднятию в рельефе фундамента амплитудой более 1 км (рис. 3, А, Б,

см. рис. 2). Поднятие в плане имеет форму правильного параллелограмма размерами 100 × 140 км, ограниченного двумя системами разрывных нарушений. С запада и востока оно обрывается субмеридиональными зонами древних трансформных разломов, соответственно Индрани и разломом 80°30' в.д., с севера и юга – ограничено зонами сгущения молодых разломов субширотной ориентировки [4, 5, 9, 10, 23, 48], получивших название “фронтов” деформации [54]. Западная часть

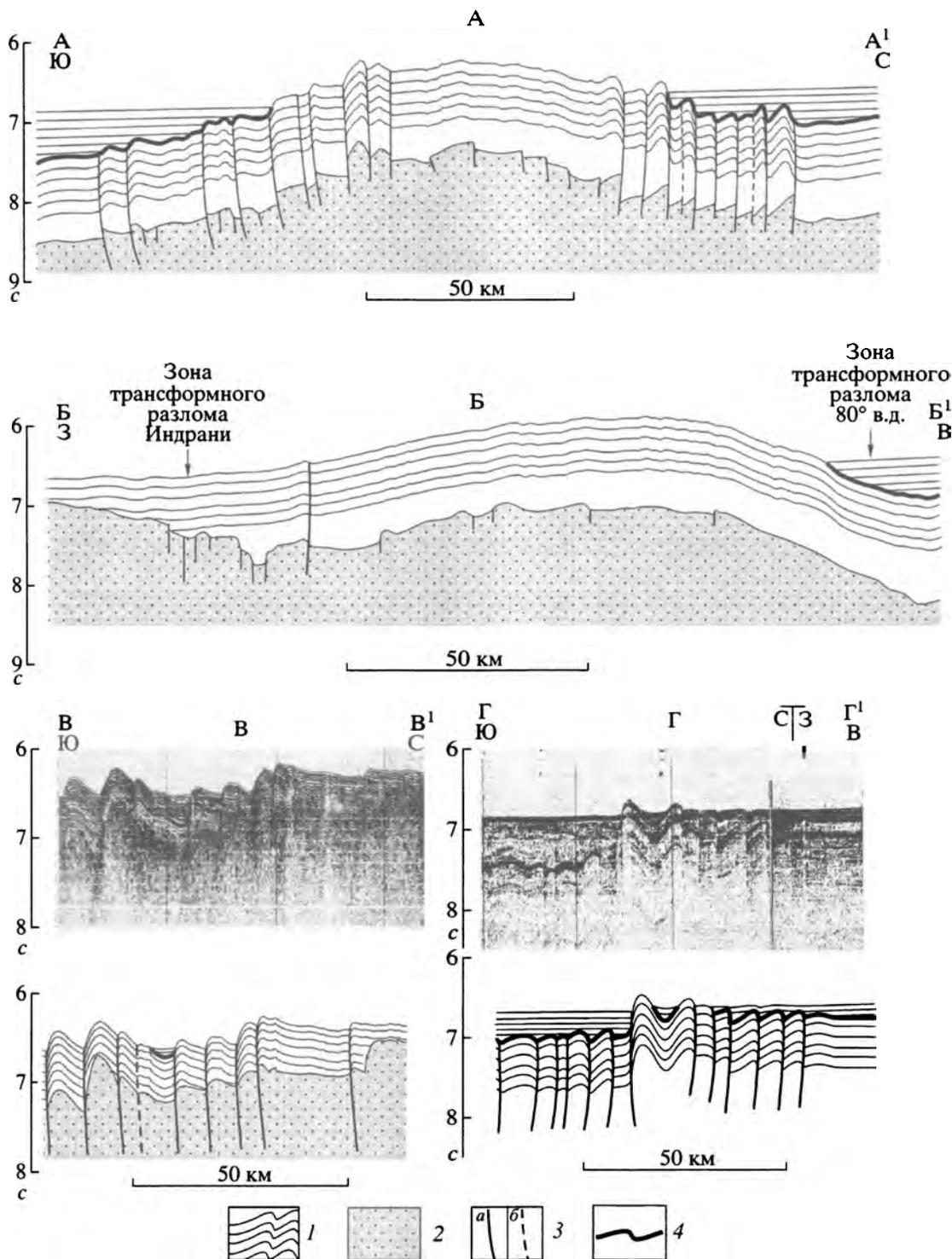


Рис. 3. Сейсмические профили и интерпретированные разрезы на полигоне М-31-V: А, Б – меридиональный (А) (см. А-А¹ на рис. 2) и широтный (Б) (см. Б-Б¹ на рис. 2) интерпретированные разрезы через центральное поднятие (“сводовое поднятие, осложненное взбросами”), по [11, 12], с изменениями и дополнениями; В – сейсмический профиль и его интерпретация по линии В-В¹ на рис. 2 (“зона сближенных взбросов” в западной части полигона); Г – сейсмический профиль и его интерпретация по линии Г-Г¹ на рис. 2 (интенсивно деформированный поднятый блок в северной части полигона)

1 – отражающие горизонты (рефлекторы); 2 – фундамент (базальтовый слой коры); 3 – разрывные нарушения: а – выделенные, б – предполагаемые; 4 – региональное угловое несогласие “А” (7.5–7.0 млн. лет), разделяющее деформированный поздне меловой–позднемиоценовый и слабо и недеформированный плиоцен-четвертичный комплексы океанической коры. Пояснения в тексте

полигона характеризуется хорошей “обнаженностью” структур сжатия на поверхности дна, плиоцен-четвертичный чехол здесь практически не развит (см. рис. 3, В). В пределах восточной части района большая часть деформированного комплекса океанической коры, напротив, скрыта под недеформированным чехлом и выходит на поверхность дна в виде отдельных возвышенностей [11, 12]. Согласно палеомагнитным данным, возраст коры непосредственно в районе полигона определен как ранний–средний маастрихт (69–71 млн. лет) [4, 23].

По результатам структурной интерпретации около 5000 км отечественных и опубликованных зарубежных профилей НСП [36, 37] авторами данной работы была составлена тектоническая схема полигона М-31-V (см. рис. 2).

В пределах изучаемой акватории были выделены и нанесены на карту разломы различных порядков и природы, а также оси связанных с ними приразломных складок. В зависимости от размеров выделяются складчатые структуры трех порядков. К структурам I порядка отнесены крупные (с длиной волны 100 км и более) складчато-разрывные антиклинали и синклинали, например – основное поднятие центрального блока. К структурам II порядка отнесены интенсивно деформированные опущенный и поднятый блоки (размерами в поперечнике 20–30 км) в северной части полигона (см. рис. 3, Г), а к структурам III порядка – элементарные разрывные нарушения (в основном взбросы и надвиги) и приразломные (привзбросовые) складки (первые километры). Последние маркируются сериями взбросовых уступов в поверхности фундамента с амплитудой до 500 м, которым в вышележащей осадочной толще соответствуют асимметричные над- и приразломные складки, протяженностью 20–30 км и шириной 3–5 км. Выделяются также разрывные нарушения без взбросовой составляющей – взрезы (субвертикальные разломы со смещением крыльев в вертикальной плоскости, по В.В. Белоусову [1, 2]) и в некоторых случаях, возможно, сбросы.

Необходимо отметить, что в пределах деформированной части осадочного чехла все слои в непосредственной близости от разрывных нарушений подворачиваются синтетически (падают согласно с плоскостью сместителя, происходит волочение крыльев), что уменьшает реальную амплитуду смещения по разломам. Для количественной оценки амплитуды смещения нижележащих блоков фундамента авторы в большей степени ориентировались на амплитуду приразломных складчатых дислокаций.

В процессе работы над тектонической картой (см. рис. 2) выделено два структурных комплекса: деформированный позднемиоценовый комплекс и недеформированный постс-

кладчатый комплекс плиоцен-четвертичных отложений. Структурные комплексы граничат между собой как по разломам, так и по стратиграфическим границам – поверхностям регионального углового несогласия “А” (см. рис. 2, 3), датированного поздним миоценом (7.5–7.0 млн. лет) [38]. Выделенный нижний комплекс соответствует “преддеформационному” комплексу в схеме Д. Кохрана [38], а верхний объединяет соответственно “синдеформационный” и “постдеформационный” комплексы.

Как уже отмечалось ранее [4, 5, 9–12, 48], существенную роль в структуре рассматриваемого участка занимают протяженные субмеридиональные зоны древних трансформных разломов Индран и 80.5° в.д. с кажущейся вертикальной амплитудой смещения фундамента по ним до 500–700 м. Внутри этих разломных зон на широтных профилях НСП (см. рис. 2, линия Б–Б1) выделяются отдельные разрывы меньшего порядка. Ступенчатый характер этих разрывных нарушений отражает гетерогенность сочленяющихся по ним блоков литосферы: различный возраст блоков определяет различия в мощности слагающей их литосферы [56] и глубине залегания в них фундамента (кровля базальтов). Последняя, как известно, прямо пропорциональна корню квадратно-му из возраста литосферы.

На построенной схеме четко проявляются три обособленных тектонических блока, разделенных древними трансформными разломами. Основную часть центрального блока занимает обширная антиклинальная структура (см. рис. 2, 3, А), к которой с севера и юга примыкают синклинали прогибы. Отметим основные структурные черты крупных складок (“ундуляций”), развитых в центральной части полигона. Для них характерна квазилинейная в плане форма (длинная ось ориентирована субширотно), четко проявленная антивергентная структура осложняющих южные и северные фланги антиклиналей взбросо-надвигов (северная вергентность на севере, южная на юге), наличие области ослабления деформаций в сводовой части (обусловленных, по всей видимости, действием локальных растягивающих напряжений) и области сгущения деформаций в ядрах синклиналей (см. рис. 3, Г). В поперечном разрезе наблюдается отчетливое чередование однопорядковых антиклинальных и синклиналильных форм. Таким образом, наиболее крупные складчатые структуры деформированного комплекса в пределах данного полигона, по всей видимости, относятся к кинематическому типу складок *продольного изгиба*, образовавшихся под действием сил субмеридионального тангенциального сжатия и, возможно, отражающих упруго-пластичную деформацию всей индоокеанской литосферы [6, 34, 47, 50, 58].

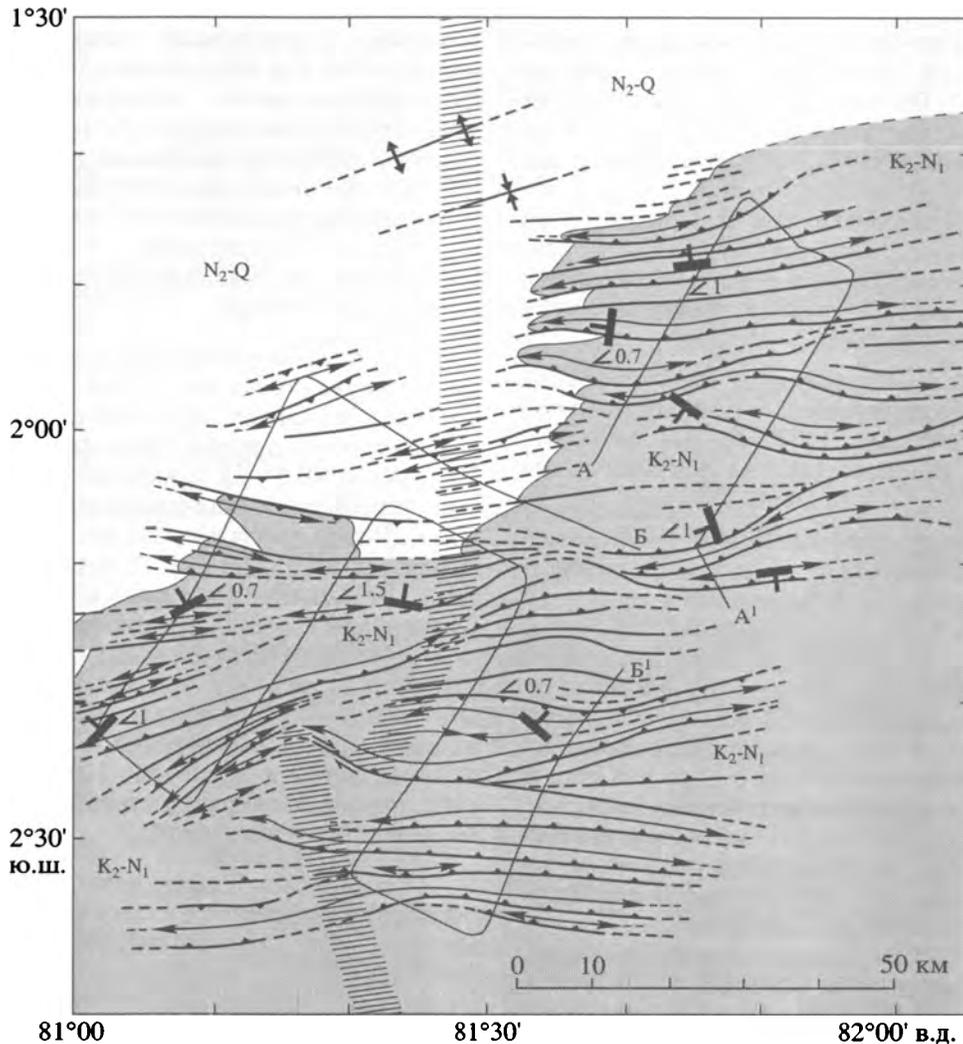


Рис. 4. Тектоническая схема участка области внутриплитных деформаций в районе полигона Ш-22-I
Условные обозначения см. на рис. 2. А–А', Б–Б' – линии сейсмических профилей, изображенных на рис. 5 и 6, соответственно

Западная часть полигона характеризуется монотонным характером деформации и представлена зоной сближенных взбросов [5] южной вергентности (см. рис. 2, 3, Г) преимущественно ВСВ-го простираения. В пределах восточной части полигона проявляется волнообразный характер деформации (закономерное чередование антиклинальных и синклиналиных структур) с преобладающими северо-восточными и субширотными простираениями структур. В северной части этого блока взбросы обнаруживают встречную вергентность (см. рис. 2).

В целом построенная схема подтверждает высказанные ранее предположения о том, что внутриплитные деформации в Центральной котловине развивались индивидуально внутри “полос” океанической литосферы, заключенных между древними субмеридиональными трансформными разломами [5].

Полигон Ш-22-I

(~1°30' ю.ш.–2°40' ю.ш.; 81–82° в.д.)

Полигон детальных исследований Ш-22-I (см. рис. 1) расположен северо-восточнее полигона М-31-V, южнее полигона Ш-22-II (рис. 4) и занимает относительно небольшую площадь (~100 x 130 км). Согласно батиметрическим данным, в районе полигона выделяются две крупных изометричных возвышенности (размеры в поперечнике составляют от 70–80 км) – северо-восточная (высотой порядка 630 м) и юго-западная (высотой порядка 450 м), осложненные многочисленными субширотными грядами [42, 45], в структурном отношении представляющие собой привзбросовые складки осадочного чехла.

Деформированный поздне меловой–позднемиоценовый комплекс в пределах полигона практически повсеместно выходит на поверхность океа-

нического дна и лишь в северо-западной части скрыт под чехлом недислоцированных плиоцен-четвертичных отложений. Рассматриваемая территория характеризуется в общем достаточно монотонным структурным рисунком. Для разломов и складок характерно генеральное субширотное простирание при явном преобладании южной вергентности сместителей и осевых плоскостей складок (рис. 5, 6). Дизъюнктивные и пликативные дислокации развиты достаточно равномерно по всей территории полигона. Протяженность отдельных разрывных нарушений и связанных с ними складок (элементарных структур III порядка) варьирует от 10 до 60–70 км, амплитуда смещения в вертикальной плоскости – от ~ 50 до 600 м (в среднем 200–300 м). Длина волны складок составляет около 5–7 км. Таким образом, можно констатировать, что наблюдаемый структурный рисунок сформировался под действием сил тангенциального сжатия с субмеридиональной, без существенных отклонений, ориентировкой главного вектора.

Согласно данным глубинного сейсмического зондирования, в пределах центральной части полигона выделяется субмеридиональная зона с аномальным строением земной коры [45]. Она протягивается примерно вдоль $81^{\circ}25'$ в.д. (см. рис. 4) и, по всей видимости, представляет собой древний трансформный разлом. В структурном отношении в северной части он отделяет северо-восточное поднятие деформированного комплекса от расположенного западнее постскладчатого чехла плиоцен-четвертичных пород. Южнее эта зона нарушений прослеживается непосредственно в срединной части юго-западного поднятия.

Полигон Ш-22-II

(~ $1^{\circ}30'$ ю.ш.– $1^{\circ}30'$ с.ш.; 81 – 84° в.д.)

В районе полигона Ш-22-II (см. рис. 1) деформированный комплекс океанической коры, включающий фундамент и вышележащие осадочные породы доплиоценового возраста, по большей части скрыт под чехлом ненарушенных плиоцен-четвертичных отложений и выходит на поверхность в виде нескольких брахиморфных сводовых поднятий, а также линейных гряд субширотной ориентировки [13, 42]. Отдельные возвышенности в целом сконцентрированы в полосе шириной порядка 100 км северо-северо-восточного простирания, проходящей через центральную часть полигона (рис. 7, 8). В пределах западной части полигона наблюдаемые дислокации постепенно затухают в северном направлении и практически исчезают в районе экватора. Здесь выделяются отдельные интенсивно дислоцированные возвышенности, ограниченные с севера и юга крутыми субвертикальными разломами (рис. 9). В восточной части полигона деформиро-

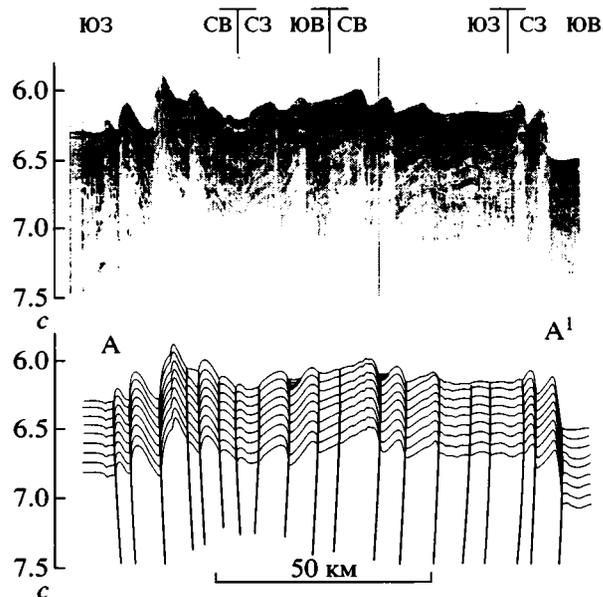


Рис. 5. Сейсмический профиль и его интерпретация вдоль линии А–А¹ (см. рис. 4) в районе полигона Ш-22-I. Условные обозначения см. на рис. 3

ванный комплекс полностью скрыт под чехлом плиоцен-четвертичных осадков и характеризуется весьма слабыми монотонными дислокациями. В основном здесь представлены пологие асимметричные складки и, реже, разрывные нарушения взбросового типа. В районе исследований океаническая кора имеет позднемиоловую (сантонский) возраст, о чем свидетельствует идентифицированная в центральной части полигона Ш-22-II линейная магнитная аномалия № 34 (~ 84 млн. лет) [42]. Трансформный разлом Индира смещает эту аномалию по левосдвиговому механизму примерно на 25 км. Основной импульс внутриплитной деформации сжатия маркируется региональным угловым несогласием “А”, которое датируется поздним миоценом (7–7.5 млн. лет) [38]. Именно в это время, по-видимому, сформировались все молодые структуры – крупные “ундуляции” и осаждающие их взбросы и складки. Позже периодически проявлялись более слабые импульсы деформации, сформировавшие в верхней части осадочного разреза соответствующие угловые несогласия (см. рис. 9), например, в позднем плиоцене (3.5–4.0 млн. лет, несогласие “АА”) [14, 43]. Наблюдаемая выше несогласия “А” “веерообразная” структура осадков “синдеформационного” комплекса позднемиоценового–четвертичного возраста частично может быть также следствием отложения осадочного материала на расчлененной поверхности и его последующих диагенетических изменений [14].

Протяженность профилей НСП на этом полигоне, собранных в 22-м рейсе НИС “Профессор

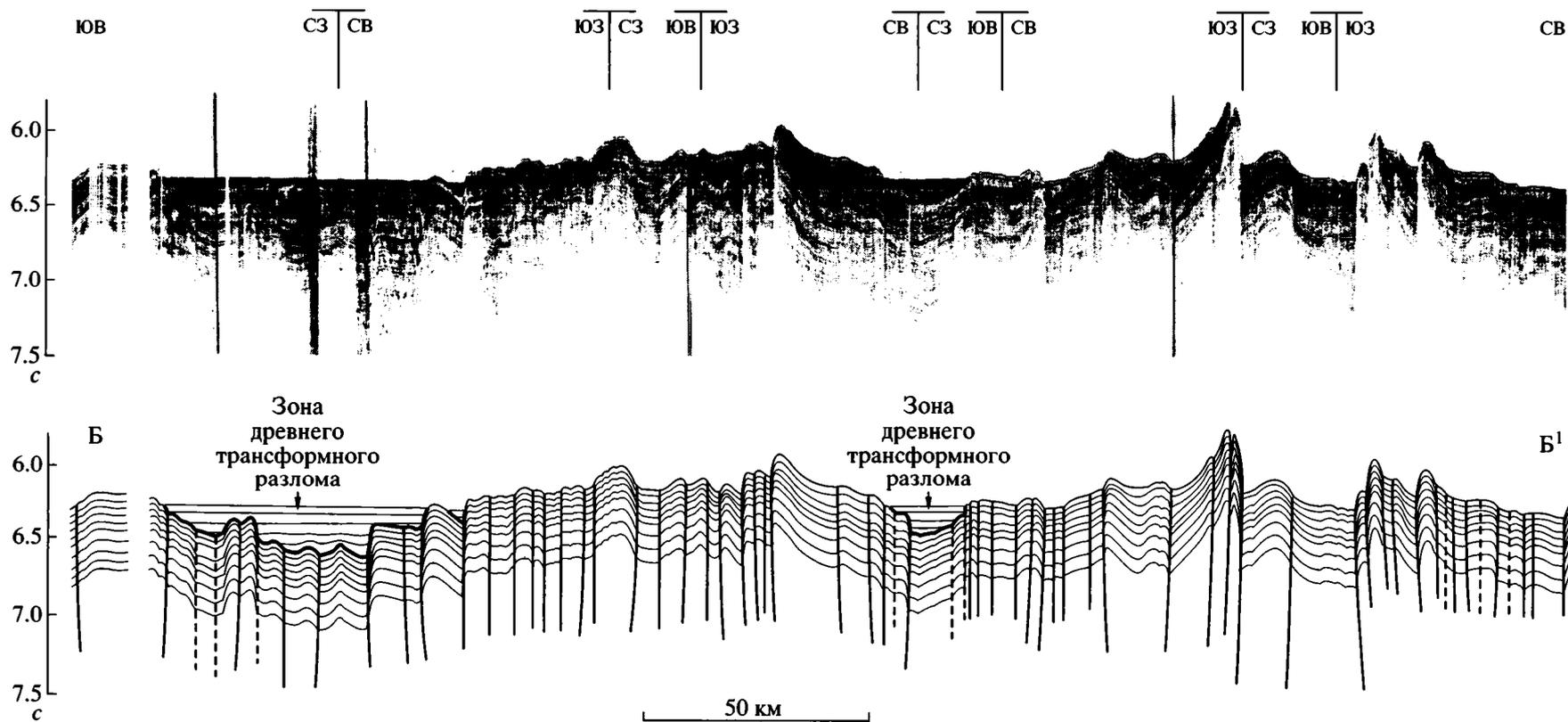


Рис. 6. Сейсмический профиль и его интерпретация вдоль линии Б–Б¹ (см. рис. 4) в районе полигона Ш-22-1
Условные обозначения см. на рис. 3

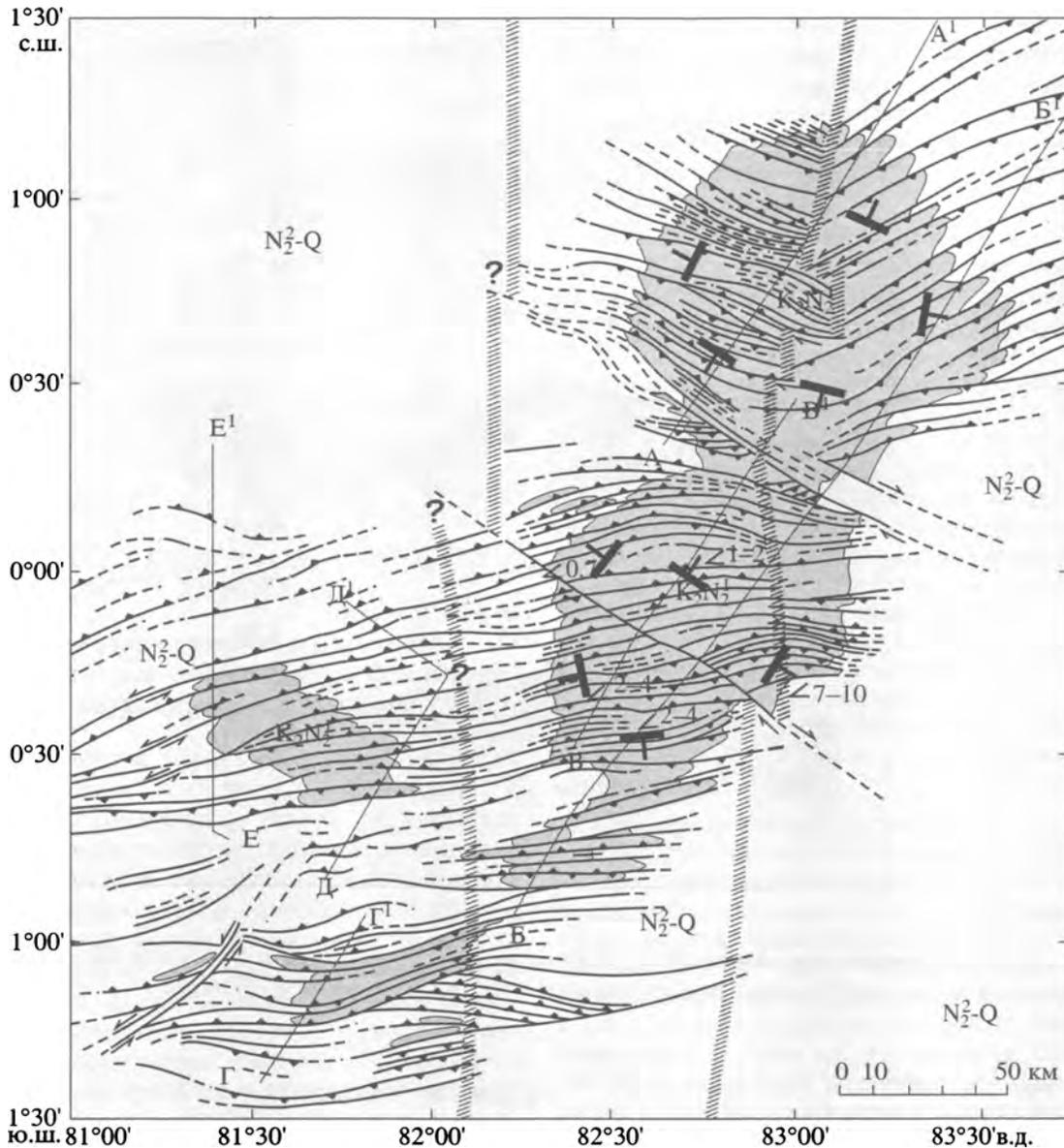


Рис. 7. Тектоническая схема участка Центральной котловины в районе полигона Ш-22-II
Условные обозначения см. на рис. 2. А-А¹ – Е-Е¹ – линии сейсмических профилей, изображенных на рис. 8, 9

Штокман”, составляет около 4000 км [13, 42]. В результате их структурной интерпретации и с учетом нескольких дополнительных опубликованных зарубежных профилей НСП [43] для этого участка построена тектоническая схема (см. рис. 7). В пределах всего полигона развиты субширотные разрывные нарушения взбросо-надвигового типа как южной, так и северной вергентности и привзбросовые асимметричные складки амплитудой от первых десятков до сотен метров (элементарные структуры III порядка). Это, по-видимому, свидетельствует о субмеридиональной ориентировке оси максимальных сжимающих напряжений. Кроме того, здесь впервые для обла-

сти деформаций были выявлены молодые лево- и правосторонние сдвиги и взбросо-сдвиги, соответственно северо-восточного и северо-западного простирания (см. рис. 7, 8, Б, В).

Как ранее отмечалось [13], съемка НСП в 22-м рейсе НИС “Профессор Штокман” выполнялась с пневмоисточником малого объема, что не позволило проследить поверхность фундамента на глубинах около 2 км ниже дна океана. Эта одна из причин, не позволяющая уверенно выделять древние трансформные разломы. Другой причиной является широкое развитие здесь молодых компрессионных дислокаций, которые наложены на разломы Индира (см. рис. 8, А) и 82° в.д.

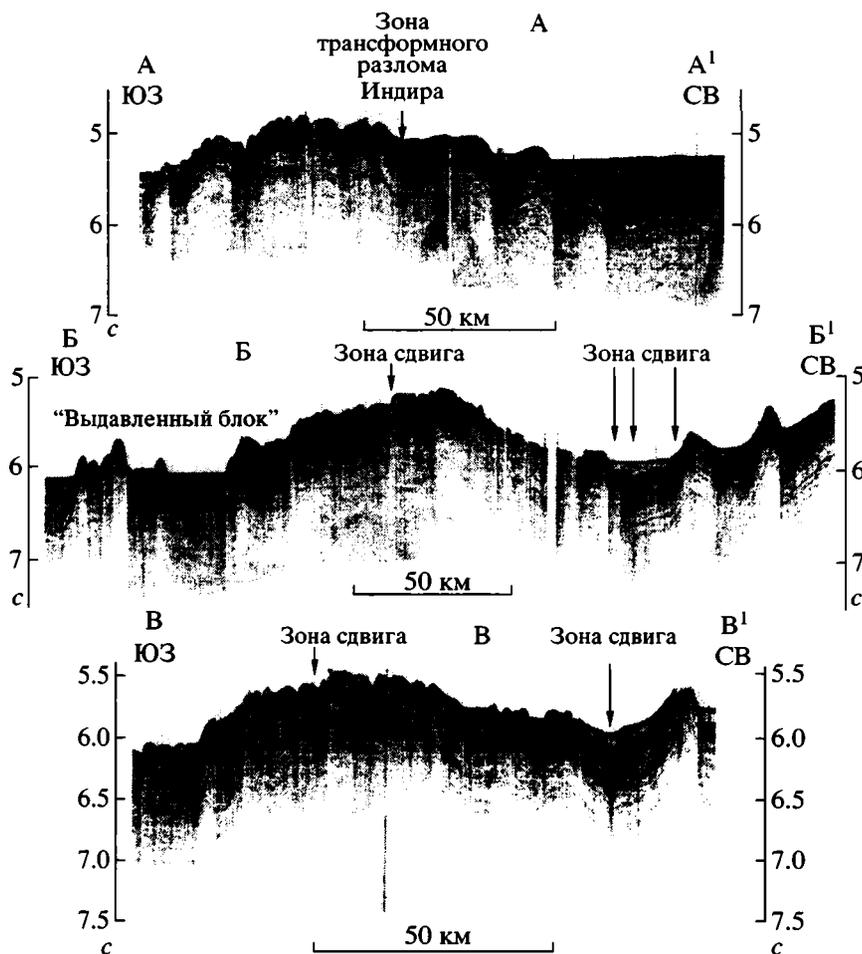


Рис. 8. Сейсмические профили через северо-восточное и центральное антиклинальные поднятия на полигоне Ш-22-II: А, Б – вдоль линий А–А¹, Б–Б¹ на рис. 7 (по [13] с дополнениями); В – вдоль линии В–В¹ на рис. 7
Пояснения в тексте

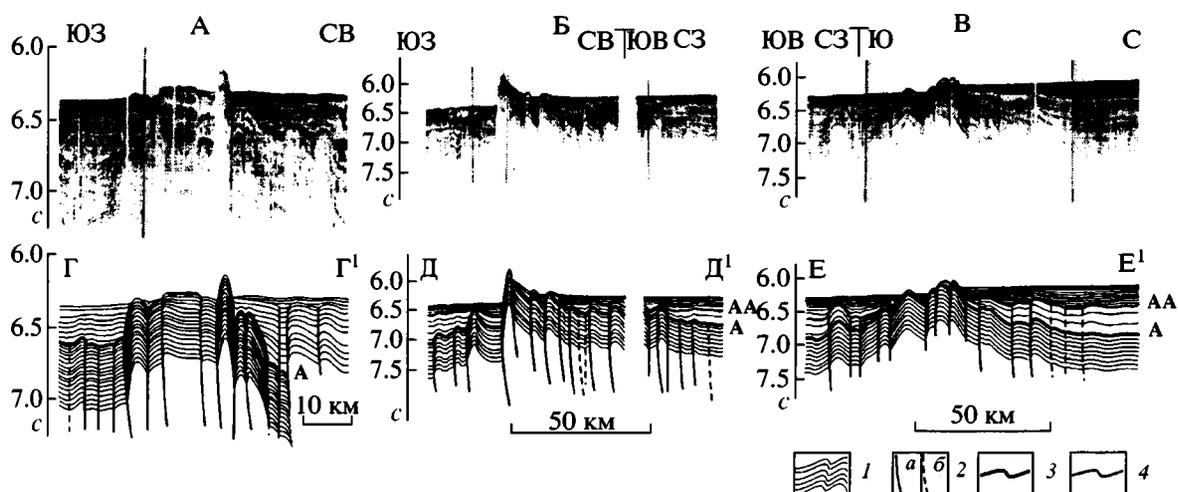


Рис. 9. Сейсмические профили и их интерпретированные разрезы вдоль линий Г–Г¹ (А), Д–Д¹ (Б) и Е–Е¹ (В) (см. рис. 7) на полигоне Ш-22-II (“выдавленные блоки” в юго-западной части полигона)
1 – отражающие горизонты (рефлекторы); 2 – разрывные нарушения: а – выделенные, б – предполагаемые; 3, 4 – региональные угловые несогласия: 3 – позднемиоценовое А (7.5–7.0 млн. лет), 4 – раннеплиоценовое АА (4.0–3.5 млн. лет), разделяющее деформированный позднемиоценовой–раннеплиоценовый комплекс и слабо и недеформированный позднеплиоцен-четвертичный комплексы. Пояснения в тексте

Разлом Индира в пределах полигона Ш-22-II выделен по ряду морфоструктурных признаков. В средней части полигона он проявляется в аномальном магнитном поле, а севернее, по-видимому, отражается в поле силы тяжести [42]. Разлом 82° в.д. достаточно четко прослеживается по структурным данным только в своей северной части, южнее он контролирует распределение по площади отдельных интенсивно дислоцированных поднятий (см. рис. 7). Среднее расстояние между отдельными разломами составляет 5–7 км (до 10–12 км) при вертикальной амплитуде смещения до 300–400 м. Также наблюдаются отдельные участки с очень плотной сеткой разломов, где расстояние между последними составляет 1 км и менее.

НОВЫЙ СИНТЕЗ ДАННЫХ ПО СТРУКТУРЕ ОБЛАСТИ ДЕФОРМАЦИЙ

Характер взаимоотношения древнего (спредингового) и молодого (компрессионного) структурного плана

До сих пор часто утверждалось, что молодые структуры сжатия всех порядков, развитых в Центральной котловине, резко обрываются древними субмеридиональными трансформными разломами и нигде не продолжают непрерывно через них (например, [36]). Проведенный детальный структурный анализ показал, что во многих случаях молодые позднемиоценовые дислокации накладываются на зоны позднемиоценовых трансформных разломов и смещают их. При этом отчетливо вырисовывается картина постепенного изменения в пространстве особенностей взаимоотношения между разновозрастными и гетерогенными структурами Центральной котловины. В районе самого южного полигона (М-31-V) деформация имеет характер четко выраженных *субмеридиональных гетерогенных "полос"* (см. рис. 2) [5, 9], разделенных позднемиоценовыми трансформными разломами (древние структуры контролируют области развития молодых). Севернее, в юго-западной части полигона Ш-22-I, структуры сжатия *наложены* на трансформный разлом 81°25' (см. рис. 4). И, наконец, на полигоне Ш-22-II наблюдается уже практически *повсеместное наложение* неоген-четвертичных складчато-разрывных структур всех рангов на зоны древних трансформных разломов 82° в.д. и Индира (см. рис. 7). Таким образом, по нашим данным, в направлении с юга на север наблюдается постепенное исчезновение четкой унаследованности неоген-четвертичными структурами древних позднемиоценовых неоднородностей океанической коры.

Роль сдвиговых нарушений в структуре региона

Интересной и ранее не отмеченной структурной особенностью области деформаций в Центральной котловине является широкое развитие разрывных нарушений северо-восточного и северо-западного простирания с существенной сдвиговой составляющей.

В пределах полигонов М-31-V и Ш-22-I (см. рис. 2, 4) выделяется множество разрывных нарушений взбросо-надвигового типа с резкими колебаниями простираний – от восток-северо-восточных до запад-северо-западных (при сохранении генеральной субширотной ориентировки). По-видимому, на некоторых участках разломы данного типа должны проявлять, соответственно, лево- и правосдвиговую составляющую. В качестве подтверждения можно привести смещение древней трансформы вдоль разлома северо-западной ориентировки на расстояние порядка 10 км по принципу *правого сдвига* (юго-западное поднятие на полигоне Ш-22-I). В пользу данного утверждения говорит некоторое сгущение структур сжатия северо-восточной ориентировки, развитых на западном окончании вышеупомянутого разлома, которое можно интерпретировать как область *компрессионной компенсации* правостороннего сдвига (см. рис. 4).

Субмеридиональный пассивный трансформный разлом в южной части полигона Ш-22-I четко прослеживается по особенностям поведения в плане элементарных структур деформированного комплекса. Зоне его распространения, по-видимому, соответствуют области сгущения (перезжимов) или флексурообразного изгиба разломов и осей складок в горизонтальной плоскости и, в некоторых случаях, их ограничения. Причем характер их подворота позволяет предполагать наличие *диффузного левостороннего сдвига вдоль трансформы* (см. рис. 4). Если наше предположение верно, то это первый пример *новейших сдвиговых смещений* вдоль древних *трансформных разломов*, установленный по структурным данным. Возможность таких смещений ранее предполагалась по сейсмологическим данным [35, 44]. Необходимо также добавить, что наиболее ранние позднемиоценовые–раннеэоценовые тектонические деформации сжатия и растяжения, выявленные в пределах поднятия Афанасия Никитина (наложенного на трансформный разлом Индира), некоторые исследователи связывают именно со *сдвиговыми* смещениями по данному разлому [7].

Наиболее широко сдвиговые нарушения развиты в пределах полигона Ш-22-II (см. рис. 7). На профилях НСП (см. рис. 8, Б, В) они здесь представлены крупными уступами с амплитудой перемещения в вертикальной плоскости до 100–200 м или впадинами, ограниченными с обеих сторон субвертикальными разломами с амплитудой до

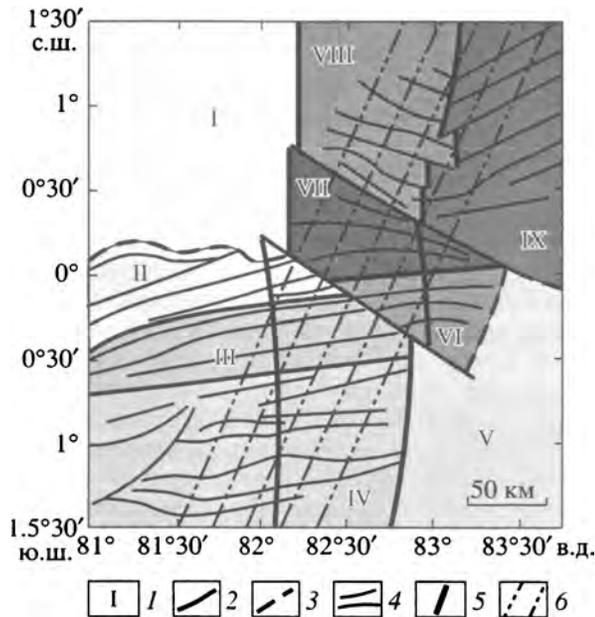


Рис. 10. Интерпретация тектонической структуры в районе полигона Ш-22-II (схема тектонических блоков и ориентировка предполагаемого левосторонне-диффузного сдвига)

1 – тектонические блоки (римские цифры – номера блоков); 2, 3 – границы блоков: 2 – выделенные, 3 – предполагаемые; 4 – ориентировка элементов позднемиоценового структурного плана; 5 – трансформные разломы; 6 – зона диффузного сдвига. Пояснения в тексте

70–100 м (разлом северо-восточной ориентировки в юго-западной части полигона и северо-западной на севере).

Две крупных разломных зоны северо-западной ориентировки (по-видимому, правые сдвиги) протяженностью порядка 70–80 км разделяют северное и центральное сводовые поднятия деформированного комплекса, северо-восточную и юго-западную части северного поднятия, смещают зоны древних трансформных разломов и разграничивают области с различным структурным рисунком и абсолютными высотами положения поверхности деформированного комплекса (см. рис. 7, 8, Б, В). Необходимо заметить, что и многие взбросо-сдвиговые разрывные нарушения западной и восточной структурных зон северного сводового поднятия накладываются на зону трансформного разлома и смещают ее на расстояния до 5–10 км (горизонтальная амплитуда смещения по сдвигам).

К юго-западному крылу северного диагонального разлома приурочены взбросы и асимметричные складки север-северо-западной вергентности (см. рис. 7). Данные структуры сжатия, по нашему мнению, могут рассматриваться как присдвиговые, поскольку они четко концентрируются в непосредственной близости от вышеупомянутого

разлома, в полосе, субпараллельной последнему, и их простирание несколько отличается от генерального структурного плана, отвечая правосдвиговому смещению вдоль рассматриваемой разломной зоны северо-западной ориентировки.

Суммарное смещение по серии взбросо-сдвигов для отдельных поднятий может достигать *первых десятков километров* (например, западное поднятие, скошенное по принципу левого сдвига). Необходимо также добавить, что в последнем случае амплитуда сдвиговых перемещений увеличивается по мере отклонения простирания разломов от субширотного к северо-восточному (см. рис. 7).

Таким образом, именно сдвиги во многом определяют строение деформированного комплекса в изучаемом регионе. Действительно, вертикальная амплитуда смещения по отдельным взбросам составляет десятки–сотни (до 500) м, в то время как амплитуда сдвиговых перемещений на порядок больше – до *первых десятков километров* (чаще всего порядка 5 км).

Сигмоидная, S-образная группировка в плане всех элементарных структур сжатия, обнаруженная в пределах полигона Ш-22-II (рис. 7), хорошо объясняется моделью *диффузного левого сдвига* (идея подсказана М.Л. Коппом). Древние трансформные разломы и разломы северо-восточного простирания выступают здесь как попутные сколы Риделя – левые сдвиги (R-сколы), а разломы северо-западного простирания – как обратноразрушенные (правые) R₁-сколы. Структуры сжатия (взбросы и складки) могут рассматриваться как присдвиговые. Области компрессионной компенсации сдвиговых перемещений создают вышеупомянутую сигмоидную картину. Данная модель, частично реанимирующая высказанную ранее гипотезу о сдвиговой природе “аномальной” области в центре Индийского океана [15], хорошо объясняет различия в степени деформированности отдельных участков Центральной котловины.

Мозаично-блоковая структура области деформаций

Широко известно, что область внутриплитных деформаций в Центральной котловине состоит из более чем двадцати изометричных интенсивно дислоцированных блоков океанической литосферы размерами в поперечнике в несколько сотен километров, чередующихся со слабо- и недеформированными участками, что определяет *общую мозаично-блоковую структуру региона* [9, 10, 22, 48]. Западные и восточные ограничения блоков представлены протяженными субмеридиональными зонами древних позднемиоценовых трансформных разломов (Индрани, Индира, 80°30' в.д.

и т.д.); северные и южные – новейшими структурами сжатия субширотной ориентировки – взбросами и привзбросовыми складками.

Проведенный нами анализ данных НСП показал, что территория полигона Ш-22-II разделяется на тектонические блоки, различающиеся по многим признакам: преобладающее простирание основных структурных элементов, преобладающая вергентность взбросов и осевых плоскостей складок, частота развития отдельных разломов и складок, амплитуда смещения по разломам и длине волны складок, выдержанность отдельных структур по простиранию, их протяженность и абсолютные топографические отметки поверхности дна. Естественными границами между блоками служат разрывные нарушения различной природы, времени заложения и простирания. В пределах полигона выделено 9 таких зон (тектонических блоков) (см. рис. 10). В зависимости от соотношения и протяженности субмеридиональных и субширотных границ блоков выделяются, соответственно, субмеридиональные, субширотные и изометричные разновидности структурных зон.

По степени тектонизации всю площадь полигона можно разделить на три группы: сильно деформированные участки (см. рис. 10, блоки III, IV, VI–IX), основной чертой которых являются дислоцированные холмистые возвышенности; слабо деформированные участки (блок I) и участки “переходного” типа (блоки II и V). Последние, хотя уже осложнены многочисленными складками и разломами, еще морфологически не выражены в виде складчатых поднятий. Таким образом, в выполненном структурном анализе и построенной в итоге тектонической схеме находит дальнейшее развитие представление о мозаично-блоковой структуре области внутриплитной деформации индоокеанской литосферы [5, 9, 10, 13, 22, 42, 48], но уже на более *локальном* (“полигонном”) уровне.

Новый региональный морфологический тип дислокаций

Напомним основные ранее выделенные морфологические типы дислокаций океанической коры в районе Центральной котловины. К первому типу относятся обширные пологие антиклинальные поднятия фундамента (“ундуляции”) и вышележащего осадочного чехла, шириной до 200 и более километров и амплитудой 1–2 км, осложненные многочисленными разломами взбросового типа, которые отмечают все исследователи [4, 5, 15, 36–40, 42, 43, 54] (см. рис. 3, А, Б, 8). Второй тип дислокаций, выделенный В.Г. Казьминим и О.В. Левченко [5], представляет зоны сближенных (часто моновергентных) взбросов (см. рис. 3, В), распространенных в пределах территорий шириной до 100 км.

В пределах полигона Ш-22-II вместо чередующихся пологих антиклинальных и синклиналиных складок (“ундуляций”) достаточно четко вырисовываются линейные поднятые и опущенные блоки деформированного комплекса (с разницей высот до нескольких сотен метров и протяженностью в первые сотни километров), повсеместно ограниченные разрывными нарушениями (см. рис. 9). Наиболее ярко такой стиль деформации выражен в юго-западной части полигона.

При этом поднятые блоки обнаруживают значительно большую степень деформированности, чем прилегающие к ним депрессии, что в корне отличается от ситуации, наблюдаемой на полигоне М-31-V (см. рис. 2, 3, А, Г). Рассматриваемая особенность, вероятно, может объясняться тем, что поднятые части представляют собой ограниченные разрывными нарушениями блоки. Все разломы в индоокеанской области деформаций обладают листрическим характером – их сместители постепенно выполаживаются с глубиной [37]. Они, по-видимому, переходят в единую поверхность срыва на уровне раздела кора/мантия [19, 20]. Иначе говоря, вышеупомянутые блоки выдвинуты вверх и надвинуты на сопредельные относительно опущенные участки, т.е. здесь, по-видимому, может (с определенной долей условности) проявляться известная закономерность значительно более интенсивных деформаций аллохтона (надвигающейся тектонической пластины) по сравнению с автохтоном.

Таким образом, можно говорить, что в пределах полигона Ш-22-II выделен новый *региональный морфологический тип дислокаций* – “*выдавленные блоки*” (структуры *push-up* в англоязычной терминологии), представляющие собой сложные (складчато-разрывные) линейные структуры субширотной ориентировки. Данные структуры характеризуются размерами в поперечнике до 40–50 км, протяженностью до 150–200 км, амплитудой до нескольких сотен метров и, соответственно, по своим размерам, являются промежуточными (структурами II порядка) между крупными антиклинальными поднятиями (“ундуляциями”, структурами I порядка, имеющими более 100 км в поперечнике и вертикальную амплитуду более 1 км) и элементарными разрывными нарушениями (взбросами, сдвигами) и приразломными складками (структурами III порядка) шириной 2–5 км, протяженностью 10–100 км и усредненной амплитудой в десятки–первые сотни метров (см. рис. 7, 9).

Структурный парагенез

Наиболее распространенными дислокациями в рассмотренной части Центральной котловины являются разломы и приразломные складки. Их протяженность обычно составляет порядка первых десятков (до 100) километров, а амплитуда

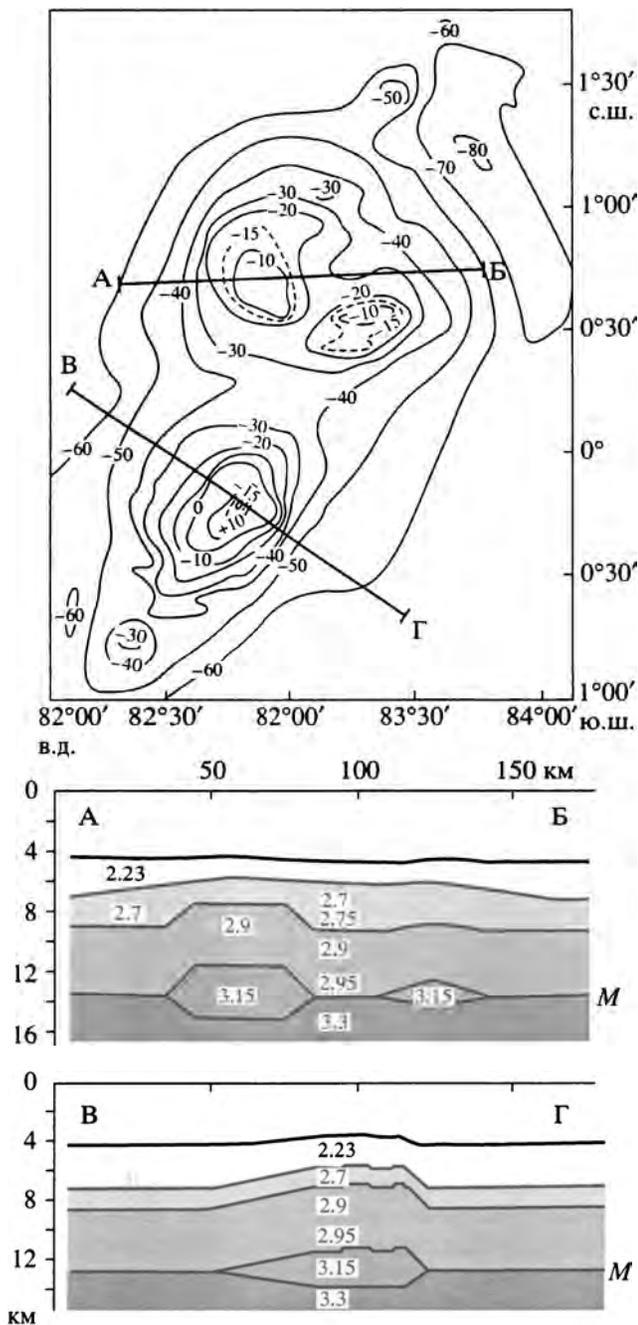


Рис. 11. Карта гравитационных аномалий в свободном воздухе полигона Ш-22-II и плотностные модели строения земной коры вдоль профилей А-Б и В-Г. По [42], упрощено
Значения плотностей даны в г/см^3 , интервал изолиний 10 мГал

смещений в вертикальной плоскости – десятки-первые сотни метров. На одних участках они захватывают всю толщу осадков и проявляются в поверхности дна, на других – погребены под недеформированным чехлом плиоцен-четвертичных отложений. Они подразделяются, в зависимости от простираения, на три основных системы: се-

ро-западную, северо-восточную и субширотную, которая доминирует в регионе. Разломы этих систем и связанные с ними постседиментационные складки развиты в едином (деформированном) комплексе пород океанической коры. Следовательно, можно говорить об одновременности формирования разломов и складок вышеперечисленных систем. По-видимому, следует присоединиться к общему предположению [36, 39, 40], что взбросы субширотной системы, вероятно, являются омоложенными древними сбросами, образованными вблизи спредингового центра, в которых затем под действием сил субмеридионального тангенциального сжатия изменился характер смещения. В отличие от них, разломы северо-восточной и северо-западной ориентировки, по-видимому, относятся к системам сдвигов или взбросо-сдвигов и являются новообразованными структурами.

По-видимому, можно констатировать, что все элементарные структуры деформированного комплекса, наблюдаемые в пределах рассмотренных полигонов, сформировались в едином поле напряжений с субмеридиональной ориентировкой основного вектора сжатия (под действием нескольких импульсов тектонической активности), развиты в пределах одной области, в одном комплексе отложений. Иными словами, они объединены местом, временем и тектонической обстановкой формирования (влияние процессов континентальной коллизии в пределах Альпийско-Гималайского пояса) и, соответственно, могут рассматриваться как неоген-четвертичный (позднемиоцен-раннеплиоцен-позднеплейстоценовый) **структурный парагенез** сопряженных разломов (взбросов, надвигов, взрезов, диагональных взбросо-сдвигов, сдвигов, в отдельных случаях сбросов (?)) и связанных с ними приразломных (привзбросовых, присдвиговых) складок.

Возможная роль процессов серпентинизации в формировании крупных антиклинальных брахискладок в Центральной котловине

Известно, что интенсивно деформированные блоки коры в Центральной котловине характеризуются аномальным глубинным строением. В подошве коры (или в верхних частях мантии) здесь выделяются линзы пород с аномально низкими значениями скоростей сейсмических волн – 7.4–7.8 км/с [4, 24, 48]. Многие исследователи предполагают, что данные скорости соответствуют серпентинизированным (и, соответственно, разуплотненным) ультраосновным породам [3, 4, 19, 20, 42, 46]. С процессами серпентинизации связывают также одно из объяснений измеренных в Центральной котловине аномально высоких значений теплового потока и некоторые особенности аномального магнитного поля [4, 42].

Проведенная в 22-м рейсе НИС “Профессор Штокман” комплексная геофизическая съемка позволила построить карту гравитационных аномалий в свободном воздухе (редукции Фая) с интервалом 10 мГал (рис. 11) для полигона Ш-22-II [42]. На ней четко выделяются две крупные изометричные аномалии, отвечающие северному и южному антиклинальным поднятиям (размерами 100 × 130 и 80 × 100 км соответственно), оконтуренные изолиниями –30 мГал [42]. В пределах северного поднятия выделяются две изометричных аномалии, приуроченные к его восточной и западной частям (структурным зонам), разделенным субмеридиональной зоной древнего трансформного разлома Индира. Вдоль профилей А–Б и В–Г приведены рассчитанные по гравиметрическим данным с учетом данных ГСЗ **плотностные модели** строения океанической коры в пределах, соответственно, северного и южного поднятий (см. рис. 11). Согласно представленным моделям, в районе границы М непосредственно под каждым из сводов отчетливо выделяются линзовидные области с переходными (кора/мантия) значениями плотностей ~3.15 г/см³, говорящими о разуплотнении верхов мантии и, возможно, отвечающими серпентинизированным корням поднятий [42].

Самые крупные структуры деформированного комплекса в пределах полигона Ш-22-II изначально развиваются в непосредственной близости от зон древних трансформных разломов. В качестве яркого примера выступает брахиморфное сводовое поднятие в *северной* части полигона, непосредственно накладывающееся на древний трансформный разлом Индира (см. рис. 7, 8, А). Последний проходит через центральную часть поднятия, разделяя его на две различные структурные зоны (см. рис. 10): западную (блок VIII) и восточную (блок IX). Восточная часть *центрального* сводового поднятия также наложена на разлом Индира, что было установлено по магнитным данным [42]. Этот факт находит косвенное подтверждение по результатам морфоструктурного анализа. Восточный склон поднятия значительно круче западного – общие углы падения слоев 7–10° и 2–4°, соответственно [13].

Отметим основные структурные черты крупных антиклинальных складок (“ундуляций”), развитых в пределах полигона Ш-22-II (см. рис. 7, 8). Прежде всего для них характерна изометричная, близкая к округлой в плане форма. Вергентность разломов на их северных и южных бортах не обратнаправленная, а встречная и часто неупорядоченная. На сводах поднятий не наблюдаются ослабления деформаций сжатия. На крыльях и в сводовых частях поднятий выделяются разрывные нарушения без взбросовой составляющей – взрезы и, возможно, сбросы. Кроме того, отсутствуют сопряженные с антиклинальными поднятиями одноранговые им синклинальные структуры.

Наблюдаемое наложение крупных антиклинальных поднятий на разлом Индира и их характерные структурные черты, по нашему мнению, могут быть связаны именно с *активными процессами серпентинизации* ультраосновных пород в основании коры и верхов мантии в результате поступления воды по плоскостям сместителей молодых разрывных нарушений и плоскости трансформного разлома (в его частях, затронутых интенсивными позднемiocеновыми–раннеплиоценовыми деформациями). Воздымание двух глубинных серпентинитовых диапиров (выраженных на поверхности дна изометричными куполами) по простиранию трансформного разлома Индраны, по-видимому, было спровоцировано некоторым пассивным растяжением вкрест его простирания в условиях общего субмеридионального сжатия. Изометричные сводовые поднятия обычно приурочены к районам смещения зон трансформных разломов крупными сдвигами, что, по-видимому, также должно было способствовать протеканию вышеупомянутых процессов.

Необходимо также добавить, что в южной части полигона Ш-22-I зона древнего трансформного разлома 81°25' прослеживается непосредственно в срединной части юго-западного поднятия (см. рис. 4). Помимо того, данное антиклинальное поднятие характеризуется округлой в плане формой и не контролирует распространение и вергентность взбросов и привзбросовых складок.

Таким образом, все отмеченные выше для полигона Ш-22-II (и частично для полигона Ш-22-I) структурные особенности указывают на существенно иной, чем на полигоне М-31-V, генезис “ундуляций” и позволяют, по нашему мнению, отнести этот вид антиклиналей к кинематическому типу складок *поперечного изгиба*, сформировавшихся под действием трех основных факторов: активного субмеридионального сжатия, пассивного субширотного растяжения вкрест простирания субмеридиональных трансформных разломов и наложенных процессов глубинного серпентинитового диапиризма. По-видимому, данные структуры могут быть развиты в пределах только *корового уровня* литосферы.

ВЫВОДЫ

Проведенные детальные структурные исследования в пределах трех полигонов позволяют сформулировать основные выявленные закономерности строения области внутриплитных деформаций в Центральной котловине Индийского океана.

1. Особенности взаимоотношений между молодым, компрессионным, и древним, спрединговым, структурным планом претерпевают серьезные изменения в пределах рассматриваемой обла-

сти. Если в районе полигона М-31-V деформация имеет характер четко выраженных “субмеридиональных гетерогенных полос” [2, 5], разделенных поздне меловыми трансформными разломами (древние структуры контролируют области развития молодых), то на полигонах Ш-22-II и Ш-22-I наблюдается практически повсеместное наложение неогеновых складчато-разрывных структур всех рангов на зоны древних трансформных разломов 82° в.д. и Индира.

2. Существенную роль в строении деформированного комплекса океанической коры играют разрывные нарушения сдвигового и взбросо-сдвигового типа, ориентированные диагонально по отношению к субширотному компрессионному структурному плану.

3. Мозаично-блоковая структура зоны внутриплитных деформаций проявляется как на региональном, так и на более локальном (“полигонном”) уровне. Действительно, в первом приближении рассматриваемая область состоит в плане из некоторого количества (около 20) изометричных интенсивно деформированных блоков (размерами в поперечнике в несколько сотен километров), разделенных слабо или недеформированными участками [2, 5, 6, 23]. В результате проведенной работы было выяснено, что в пределах деформированных участков также выделяются отдельные тектонические блоки с различной степенью и стилем деформации, разделенные крупными разрывными нарушениями различной природы и времени заложения и характеризующиеся размерами в поперечном сечении в несколько десятков километров (реже 100 км и более).

4. Выделен новый региональный морфологический тип дислокаций, представляющий собой субширотные относительно приподнятые интенсивно деформированные поднятия, ограниченные с севера и юга резко выраженными разрывными нарушениями типа взбросов или взрезов, амплитудой до 200–300 м, получившие название “выдавленных блоков” (структуры *push-up*). Ширина таких структур составляет до 40–50 км при протяженности до 100–150 км. Разделяющие их депрессии деформированы значительно слабее.

5. Все элементарные структуры деформированного комплекса, наблюдаемые в пределах рассмотренных полигонов, объединены местом, временем и тектонической обстановкой формирования (процессы континентальной коллизии в пределах Альпийско-Гималайского складчатого пояса) и, соответственно, могут рассматриваться как неоген-четвертичный структурный парагенез сопряженных разломов – субширотных взбросов, надвигов, взрезов, диагональных взбросо-сдвигов и сдвигов, в отдельных случаях сбросов (?) и связанных с ними приразломных (привзбросовых, присдвиговых) складок.

6. Наиболее крупные складчатые структуры деформированного комплекса (“ундуляции”) с длиной волны 150–250 км и амплитудой 1–2 км подразделяются на два основных структурных (генетических, кинематических) типа: а) складки продольного изгиба, образовавшиеся под действием сил тангенциального сжатия, и б) складки поперечного изгиба. Последние, по-видимому, сформировались в результате активного воздействия трех основных факторов: субмеридионального тангенциального сжатия, пассивного субширотного растяжения вкрест простирания трансформных разломов и наложенных процессов серпентинизации ультраосновных пород низов коры и верхов мантии.

Благодарности. Авторы выражают глубокую признательность академику В.Е. Хаину, члену-корреспонденту РАН Н.А. Богданову и В.М. Моралеву за плодотворное обсуждение результатов работы, В.Г. Казьмину, М.Л. Коппу, Л.Р. Мерклину, В.С. Милееву, С.Б. Розанову, П.А. Чеховичу, А.В. Соловьеву и А.Б. Кирмасову за ценные консультации в процессе структурного анализа данных непрерывного сейсмического профилирования и составления тектонических схем. Авторы искренне благодарны рецензентам академику Ю.Г. Леонову, А.С. Перфильеву и А.И. Пилипенко за высказанные замечания и конструктивную критику, способствовавшие значительному улучшению настоящей статьи.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 02-05-64724 и № 02-05-64365, № 02-05-06398-мас) и гранта 6-го конкурса-экспертизы молодых ученых РАН 1999 г. (проект № 302).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белоусов В.В. Геотектоника. М.: Изд-во МГУ, 1976. 334 с.
2. Белоусов В.В. Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1986. 246 с.
3. Вержбицкий Е.В., Лобковский Л.И. Аномальный геотермический режим Центральной и Аравийской котловин Индийского океана // Физика Земли. 1993. № 11. С. 16–26.
4. Геофизические поля и строение дна океанских котловин. М.: Наука. 1990. 220 с.
5. Казьмин В.Г., Левченко О.В. Современные деформации индоокеанской литосферы // Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность. М.: Наука, 1987. С. 159–175.
6. Казьмин В.Г., Марова Н.А., Алехина Г.Н., Тихонова Н.Ф. Неоген-четвертичная деформация океанской литосферы в районе хребта Горриндж // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 12. С. 48–56.
7. Коган Л.И., Москаленко В.Н., Пилипенко А.И. Строение и деформации земной коры поднятия Афанасия Никитина в Индийском океане (по сейс-

- мическим данным) // Геотектоника. 1996. № 2. С. 54–65.
8. *Копп М.Л.* Новейшие деформации Скифской и юга Восточно-Европейской платформ как результат давления Аравийской плиты // Геотектоника. 2000, № 2. С. 26–41.
 9. *Левченко О.В.* Геологическое строение области внутриплитных деформаций в Центральной котловине Индийского океана // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ИОАН, 1986. 23 с.
 10. *Левченко О.В.* Глубоководные котловины Индийского океана. Центральная котловина: геофизические поля, строение коры и внутриплитная тектоника // Литосфера Индийского океана (по геофизическим данным). Киев: Наук. думка, 1990. С. 56–69.
 11. *Левченко О.В., Вержбицкий В.Е.* Детальное структурно-тектоническое картирование внутриплитных деформаций в центре Индийского океана // Океанология. 2000. Т. 40. № 1. С. 114–124.
 12. *Левченко О.В., Вержбицкий В.Е.* Тектонические особенности внутриплитной деформации индоокеанской литосферы в районе разлома Индира // Докл. РАН. 2000. Т. 371. № 3. С. 351–355.
 13. *Левченко О.В., Евсюков Ю.Д., Милановский В.Е.* Детальные исследования морфологии внутриплитных деформаций в Центральной котловине Индийского океана // Океанология. 1999. Т. 39. № 1. С. 121–132.
 14. *Левченко О.В., Левитан М.А., Мерклин Л.Р., Милановский В.Е.* О природе деформаций турбидитов глубоководного Бенгальского фэна // Докл. РАН. 1992. Т. 326. № 5. С. 871–877.
 15. *Левченко О.В., Мерклин Л.Р., Непрочнов Ю.П.* Складчатые структуры в Центральной котловине Индийского океана // Геотектоника. 1985. № 1. С. 15–23.
 16. *Леонов Ю.Г.* Напряжения в литосфере и внутриплитная тектоника // Геотектоника. 1995. № 6. С. 3–21.
 17. *Леонов Ю.Г.* Тектоническая подвижность коры платформ на разных глубинных уровнях // Геотектоника. 1997. № 4. С. 24–41.
 18. *Леонов Ю.Г., Гуценко О.И., Копп М.Л., Расцветаев Л.М.* Взаимосвязь позднекайнозойских напряжений и деформаций в Кавказском секторе Альпийского пояса и в его северном платформенном обрамлении // Геотектоника. 2001. № 1. С. 36–59.
 19. *Лобковский Л.И.* Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 251 с.
 20. *Лобковский Л.И.* Геодинамика реологически стратифицированной и тектонически расслоенной литосферы и концепция двухъярусной тектоники плит // Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. С. 29–42.
 21. *Милановский В.Е., Милановский В.Е.* Основные этапы истории формирования ложа Индийского океана // Геотектоника. 1999. № 1. С. 44–63.
 22. *Непрочнов Ю.П., Буравцев А.А.* Новая тектоническая схема области внутриплитных деформаций в Индийском океане // Докл. РАН. 1995. Т. 345. № 1. С. 91–95.
 23. *Непрочнов Ю.П., Левченко О.В., Городницкий А.М., Мерклин Л.Р.* Детальная геофизическая съемка области тектонических деформаций в Центрально-Индийской котловине // Докл. АН СССР. 1988. Т. 298. № 4. С. 939–944.
 24. *Непрочнов Ю.П., Седов В.В., Ельников И.Н. и др.* Строение земной коры в области внутриплитных деформаций в Центральной котловине Индийского океана // Океанология. 1995. Т. 35. № 2. С. 266–274.
 25. *Пилипенко А.И.* Тектоническая расслоенность океанической коры глубоководных котловин (по сейсмическим материалам) // Геотектоника. 1994. № 1. С. 49–61.
 26. *Пилипенко А.И.* Внутриплитные деформации в северо-восточной части Индийского океана (по данным исследований на Маскаренско-Австралийском геотраверзе) // Геотектоника. 1995. № 6. С. 53–70.
 27. *Пилипенко А.И.* Разломные структуры района хребта 90° (Индийский океан) // Геотектоника. 1996. № 6. С. 17–28.
 28. *Пилипенко А.И., Корсаков О.Д.* Тектонические деформации литосферы Индийского океана // Геотектоника. 1992. № 5. С. 27–44.
 29. *Пуцаровский Ю.М.* Тектоника Индийского океана // Геотектоника. 1995. № 4. С. 73–91.
 30. *Пуцаровский Ю.М., Безруков П.Л.* О тектонике восточной части Индийского океана // Геотектоника. 1973. № 6. С. 3–19.
 31. *Сычев П.М., Воробьев В.М., Лютая Л.М. и др.* Складчатые деформации осадочного чехла юго-запада Бенгальского залива // Тихоокеанская геология. 1987. № 1. С. 25–37.
 32. *Хаин В.Е.* Региональная геотектоника. Океаны. Синтез. М.: Недра, 1985. 292 с.
 33. *Хаин В.Е., Балуховский А.Н.* Историческая геотектоника. Мезозой и кайнозой. М.: Недра, 1993. 452 с.
 34. *Шеменда А.И.* Моделирование внутриплитных деформаций в северо-восточной части Индийского океана // Геотектоника. 1989. № 3. С. 37–49.
 35. *Bergman E.A., Solomon S.C.* Earthquake source mechanisms from body-waveform inversion and intraplate tectonics in the northern Indian Ocean // Phys. Earth Planet. Inter. 1985. Vol. 40. P. 1–23.
 36. *Bull J.V.* Structural style of intra-plate deformation, Central Indian Basin: Evidence for the role of fracture zones // Tectonophysics. 1990. Vol. 1984. P. 213–228.
 37. *Chamot-Rooke N., Jestin F., de Voogd B. et al.* Intraplate shortening in the central Indian Ocean determined from a 2100-km-long north-south deep seismic reflection profile // Geology. 1993. № 21. P. 1043–1046.
 38. *Cochran J.R.* Himalayan uplift, sea level, and the record of Bengal fan sedimentation at the ODP Leg 116 sites // Proc. ODP. Sci. Results. 116: Coliege Station, TX (Ocean Drilling Program). 1990. P. 397–416.
 39. *Eittreim S.L., Ewing J.* Mid-plate tectonics in the Indian Ocean // J. Geophys. Res. 1972. Vol. 77. P. 6413–6421.

40. Geller C.A., Weissel J.K., Anderson R.N. Heat transfer and intraplate deformation in the Central Indian Ocean // *J. Geophys. Res.* 1983. Vol. 2. P. 1018–1032.
41. Gutenberg B., Richter C.F. *Seismicity of the Earth*. Princeton, N.J.: Princeton University Press, 1954. 310 p.
42. Intraplate deformation in the Central Indian Ocean Basin. Geological Society of India. Bangalore, 1998. Memoir № 39. 250 p.
43. Krishna K.S., Ramana M.V., Gopala Rao D. et al. Periodic deformation of oceanic crust in the central Indian Ocean // *J. Geophys. Res.* 1998. Vol. 103. P. 17859–17875.
44. Levchenko O.V. Tectonic aspects of intraplate seismicity in the northeastern Indian Ocean // *Tectonophysics*. 1989. Vol. 170. P. 125–139.
45. Levchenko O.V., Evsjukov Y.D., Subrahmanyam C., Mital G.S., Drolia R.K. Detailed survey of the ocean bottom structure in the Central Indian Ocean Intense deformation Zone: Tectonic implications // *Marine Geology*. 1993. Vol. 115. P. 165–171.
46. Lobkovsky L.I., Kerchman V.I. A two-level concept of plate tectonics: applications to geodynamics // *Tectonophysics*. 1991. Vol. 199. P. 343–374.
47. McAdoo D.C., Sandwell D.T. Folding of the oceanic lithosphere // *J. Geophys. Res.* 1985. Vol. 90. P. 8563–8569.
48. Neprochnov Yu.P., Levchenko O.V., Merklin L.R., Sedov V.V. The structure and tectonics of the intraplate deformation area in the Indian Ocean // *Tectonophysics*. 1988. Vol. 156. P. 89–106.
49. Nikishin A.M., Brunet M.-F., Cloetingh S., Ershov A.V. Northern Peri-Tethyan Cenozoic intraplate deformations: influence of the Tethyan collision belt on the Eurasian continent from Paris to Tian-Shan // *C.R. Acad. Sci. Paris*. 1997. T. 324. Serie IIa. P. 49–57.
50. Nikishin A.M., Cloetingh S., Lobkovsky L.I. et al. Continental Lithosphere folding in Central Asia. Part I: constraints from geological observations // *Tectonophysics*. 1993. Vol. 226. P. 59–72.
51. Royer J.Y., Gordon R.G. The motion and boundary between the Capricorn and Australian plates // *Science*. 1997. Vol. 277. P. 1268–1274.
52. Stein C.A., Cloetingh S., Wortel R. Kinematics and mechanics of the Indian ocean diffuse plate boundary zone // *Proc. ODP. Sci. Results*. 116: College Station, TX (Ocean Drilling Program). 1990. P. 261–289.
53. Sykes L.R. Seismicity of the Indian Ocean and a possible nascent island arc between Ceylon and Australia // *J. Geophys. Res.* 1970. Vol. 75. P. 5041–5055.
54. Weissel J.K., Anderson R.N., Geller C.A. Deformation of the Indo-Australian plate // *Nature*. 1980. Vol. 287. P. 284–291.
55. Wiens D.A., Stein S., DeMets C. et al. Plate tectonics models for Indian Ocean “intraplate” deformation // *Tectonophysics*. 1986. Vol. 132. P. 37–48.
56. Yoshii T. Regionality of group velocities of Rayleigh waves in the Pacific and thickness of the plate // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1975. Vol. 25. P. 305–312.
57. Ziegler P.A., Cloetingh S., van Wees J.-D. Dynamics of intra-plate compressional deformation: the Alpine foreland and other examples // *Tectonophysics*. 1986. Vol. 252. P. 7–59.
58. Zuber M.T. Compression of oceanic lithosphere: an analysis of intraplate deformation in the Central Indian Basin // *J. Geophys. Res.* 1987. Vol. 92. P. 4817–4825.

Рецензенты: Ю.Г. Леонов, А.С. Перфильев

Detailed Structure of Intraplate Deformation Zone in the Central Indian Ocean Basin (as Deduced from Three Continuous Profiling Sites)

V. E. Verzhbitskii* and O. V. Levchenko**

*Institute of the Lithosphere of Marginal Seas, Russian Academy of Sciences, Staromonetnyi per. 22, Moscow, 119180 Russia

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

Abstract—Most expressive intraplate deformations of the oceanic lithosphere are mapped in the Central Indian Ocean Basin, where anomalous (in terms of plate tectonics) phenomena have long been reported in the literature. Shirshov Institute of Oceanology has conducted a large volume of investigations concerning this problem on the basis of more than 20 thousand continuous seismic profiles acquired here in 7 scientific expeditions over the last 25 years. A significant progress in the understanding of the tectonics of the intraplate deformation zone was achieved by detailed continuous shooting of large sites during the 31th cruise of R/V Dmitry Mendeleev and 22th cruise of R/V Professor Shtokman. This paper presents the results of the structural-tectonic interpretation of continuous profiling data and new detailed tectonic maps. As a result of a comparative analysis of detailed structural data on the three sites, new conclusions on the structure of the deformation zone were made. The main kinematic types of large fold structures (“undulations”) in the Central Basin, buckle and bend folds, were recognized. The latter were obviously formed largely due to passive E-W extension and superimposed serpentinization processes in addition to regional roughly N-S tangential compression. An essential role of strike-slip and oblique thrust faults in the structural framework of the deformed complex was established. The difference between the young compression-related and ancient spreading patterns—N-S heterogeneous deformed belts between ancient transforms (Site M-31-V) and the superimposed Neogene fold and fault structures (sites Sh-22-I and Sh-22-II)—was displayed. A new regional structural feature, push-up blocks, was identified. The local expression of the mosaic block structure of the region was demonstrated.

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ ЗА 2002 г.

	№	С.
<i>Авдейко Г.П., Попруженко С.В., Палуева А.А.</i> Тектоническое развитие и вулcano-тектоническое районирование Курило-Камчатской островодужной системы	4	64–80
<i>Баженев М.Л., Жаров А.Э., Левашова Н.М., Кодама К., Брагин Н.Ю., Федоров П.И., Брагина Л.Г., Ляпунов С.М.</i> Палеомагнетизм позднемеловых островодужных комплексов юга Сахалина и конфигурация конвергентной границы на северо-западе Тихого океана	1	42–58
<i>Богданов Н.А., Чехович В.Д.</i> О коллизии Западно-Камчатской и Охотоморской плит	1	72–85
<i>Бондаренко Г.Е., Чамов Н.П., Морозов О.Л., Пральникова И.Е.</i> Терригенные комплексы мезозойской аккреционной структуры полуострова Тайгонос, Северо-Восток России	1	59–71
<i>Булгаков Р.Ф., Иващенко А.И., Ким Ч.У., Сергеев К.Ф., Стрельцов М.И., Кожурин А.И., Бесстраинов В.М., Стром А.Л., Сузуки Я., Хуцуми Х., Ватанабе М., Уеки Т., Шимамото Т., Окумура К., Гото Х., Кария Я.</i> Активные разломы Северо-Восточного Сахалина	3	66–86
<i>Вержбицкий В.Е.</i> 7-я Международная конференция по тектонике плит им. Л.П. Зоненшайна “Общие вопросы тектоники”	4	91–92
<i>Вержбицкий В.Е., Левченко О.В.</i> Детальная структура области внутриплитных деформаций в Центральной котловине Индийского океана (результаты исследований на трех полигонах)	6	77–94
<i>Вержбицкий Е.В.</i> Геотермический режим, тектоника дна и температурные условия генерации углеводородов восточной части Баренцева моря	1	86–96
<i>Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И., Данкевич И.В.</i> Поверхность геоида и глубинное строение запада Восточно-Европейского кратона	3	3–8
<i>Голозубов В.В., Амельченко Г.Л., Донг-У Ли, Вольнец Е.Б., Маркевич В.С.</i> История формирования Алчанского мелового эпиконтинентального бассейна (Северо-Западное Приморье)	3	53–65
<i>Грикуров Г.Э.</i> Международная конференция “Полярные области Земли: геология, тектоника, ресурсное значение, природная среда”	4	93
<i>Долгинов Е.А., Д’Альмейда Ж.А.ф.</i> Соотношение рифтов позднего фанерозоя со структурами докембрия в Африканско-Аравийском регионе	5	89–96
<i>Драчев С.С.</i> О тектонике фундамента шельфа моря Лаптевых	6	60–76
<i>Зорин Ю.А., Мордвинова В.В., Турутанов Е.Х., Беличенко В.Г., Мазукабзов А.М., Косарев Г.Л., Гао С.Ш.</i> Новые геофизические данные о надвигах в Прибайкалье, Западном Забайкалье и Центральной Монголии	3	40–52
<i>Иванова Т.П., Трифонов В.Г.</i> Сейсмоструктура и современные колебания уровня Каспийского моря	2	27–42
<i>Карякин Ю.В.</i> 35-е тектоническое совещание Межведомственного тектонического комитета	4	94–96
<i>Кемкин И.В., Филиппов А.Н.</i> Строение и условия образования Самаркинской аккреционной призмы Южного Сихотэ-Алиня	5	79–88
<i>Киссин И.Г.</i> Геофизические неоднородности и флюидная система консолидированной земной коры континентов	5	3–18
<i>Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Хаин Е.В., Ковач В.П., Бережная Н.Г., Яковлева С.Э., Плоткина Ю.В.</i> Этапы и тектоническая обстановка формирования кристаллических комплексов ранних каледонид Озерной зоны Монголии: результаты U-Pb и Sm-Nd изотопных исследований	2	80–92
<i>Колодяжный С.Ю.</i> Структурные парагенезисы и кинематика Центрально-Карельской зоны сдвиговых деформаций (Балтийский щит)	2	59–79

	№	С.
<i>Константиновская Е.А.</i> Механизм аккреции континентальной коры: пример Западной Камчатки	5	59–78
<i>Леонов М.Г., Колодяжный С.Ю.</i> Структурно-кинематические ансамбли и некоторые особенности постархейской геодинамики Карельского массива (Балтийский щит)	5	19–44
<i>Леонов М.Г., Эпштейн О.Г.</i> Бородулинские гляциодислокации (Русская плита) и их значение для познания механизмов структурообразования	3	22–39
<i>Мазарович А.О., Соколов С.Ю.</i> Разломные зоны северо-западного простирания Центральной Атлантики	3	87–94
<i>Мизенс Г.А.</i> Верхнедевонские обломочные комплексы в геологической истории Южного Урала	2	43–58
<i>Миллер Ю.В.</i> Тектоника области сочленения Беломорского подвижного пояса и Карельского кратона	4	14–25
<i>Миллер Ю.В., Мыскова Т.А., Милькевич Р.И.</i> Супракрустальные образования тектонических окон краевой части Карельского кратона (Северо-Западное Беломорье)	1	13–28
<i>Морозов Ю.А.</i> Структурообразующая роль транспрессии и транстенсии	6	3–24
<i>Николаев В.Г., Гарецкий Р.Г., Айзберг Р.Е., Ковхута А.М.</i> Разломы Московской синеклизы	6	38–44
<i>Павлов В.Э., Галле И., Петров П.Ю., Журавлев Д.З., Шаццло А.В.</i> Уйская серия и позднеархейские силлы Учуро-Майского района: изотопные, палеомагнитные данные и проблема суперконтинента Родиния	4	26–41
<i>Предовский А.А.</i> Новая книга по неотектонике Балтийского щита	2	93
<i>Пуцаровский Ю.М.</i> О новом глобальном тектоническом обобщении В.Е. Хаина	4	89–90
<i>Пуцаровский Ю.М.</i> О структурном развитии Южной Атлантики	5	45–58
<i>Пуцаровский Ю.М.</i> Планетарная экспансия тектоно-геодинамических процессов Индо-Атлантического сегмента Земли в пределы Тихоокеанского сегмента	1	3–12
<i>Пуцаровский Ю.М., Непрочнов Ю.П.</i> Тектонические неоднородности и глубинное строение глубоководных впадин Южной Атлантики	2	15–26
<i>Рыцк Е.Ю., Шалаев В.С., Ризванова Н.Г., Крымский Р.Ш., Макеев А.Ф., Риле Г.В.</i> Олоkitская зона Байкальской складчатой области: новые изотопно-геохронологические и петрогеохимические данные	1	29–41
<i>Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Козаков И.К.</i> Суперконтиненты в геологическом развитии докембрия (итоги научного совещания)	3	95–96
<i>Соловьев А.В., Шапиро М.Н., Гарвер Дж.И.</i> Лесновский тектонический покров, Северная Камчатка	6	45–59
<i>Туголесов Д.А., Мейснер Л.Б.</i> Оценка скоростей осадконакопления и тектонического прогибания на примере Черноморской впадины	4	81–88
<i>Хаин В.Е.</i> Глобальная геодинамика на пороге нового века	4	3–13
<i>Чамов Н.П., Костылева В.В., Горбачев В.И., Грибова И.С., Есипко О.А., Коновальцев Ю.Б., Филин С.И.</i> Новые данные о механизме формирования Молоковского бассейна, Русская плита	3	9–21
<i>Чаплыгина Н.Л., Дегтярев К.Е., Савельева Г.Н.</i> Офиолиты гарцбургитового типа в структурированном меланже Западно-Магнитогорской зоны (Южный Урал)	6	25–37
<i>Шолло В.Н.</i> Процессы самоорганизации в тектонике и геодинамические модели	2	3–14
<i>Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Пономарчук В.А.</i> Тектоно-магматическая зональность, источники магматических пород и геодинамика раннемезозойской Монголо-Забайкальской области	4	42–63
К восьмидесятипятилетию Ю.М. Пуцаровского	2	94–95
“Фундаментальные проблемы общей тектоники”. Редактор Ю.М. Пуцаровский	2	96
Авторский указатель журнала “Геотектоника” за 2002 г.	1	95–96



Журналы, издаваемые МАИК "Наука/Интерпериодика" на английском языке

- | | |
|---|---|
| Acoustical Physics | Molecular Biology |
| Applied Biochemistry and Microbiology | Oceanology |
| Astronomy Letters | Optics and Spectroscopy |
| Astronomy Reports | Paleontological Journal |
| Automation and Remote Control | Pattern Recognition and Image Analysis |
| Biochemistry (Moscow) | Petroleum Chemistry |
| Biology Bulletin | Petrology |
| Biophysics | Physics of Atomic Nuclei |
| Colloid Journal | Physics of Particles and Nuclei |
| Computational Mathematics and Mathematical Physics | Physics of the Solid State |
| Cosmic Research | Plasma Physics Reports |
| Crystallography Reports | Polymer Science, Series A |
| Differential Equations | Polymer Science, Series B |
| Doklady Biochemistry and Biophysics | Polymer Science, Series C |
| Doklady Biological Sciences | Problems of Information Transmission |
| Doklady Chemistry | Proceedings of the Steklov Institute of Mathematics |
| Doklady Earth Sciences | Programming and Computer Software |
| Doklady Mathematics | Protection of Metals |
| Doklady Physical Chemistry | Radiochemistry |
| Doklady Physics | Russian Journal of Applied Chemistry |
| Entomological Review | Russian Journal of Bioorganic Chemistry |
| Eurasian Soil Science | Russian Journal of Coordination Chemistry |
| Geochemistry International | Russian Journal of Developmental Biology |
| Geology of Ore Deposits | Russian Journal of Ecology |
| Geomagnetism and Aeronomy | Russian Journal of Electrochemistry |
| Geotectonics | Russian Journal of General Chemistry |
| Glass Physics and Chemistry | Russian Journal of Genetics |
| Herald of the Russian Academy of Sciences | Russian Journal of Inorganic Chemistry |
| High Energy Chemistry | Russian Journal of Marine Biology |
| High Temperature | Russian Journal of Mathematical Physics |
| Human Physiology | Russian Journal of Nondestructive Testing |
| Inorganic Materials | Russian Journal of Organic Chemistry |
| Instruments and Experimental Techniques | Russian Journal of Physical Chemistry |
| Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics | Russian Journal of Plant Physiology |
| Izvestiya, Physics of the Solid Earth | Russian Metallurgy (Metally) |
| Journal of Analytical Chemistry | Russian Microelectronics |
| Journal of Communications Technology and Electronics | Semiconductors |
| Journal of Computer and Systems Sciences International | Solar System Research |
| Journal of Evolutionary Biochemistry and Physiology | Stratigraphy and Geological Correlation |
| Journal of Experimental and Theoretical Physics | Studies on Russian Economic Development |
| Journal of Experimental and Theoretical Physics Letters | Technical Physics |
| Journal of Ichthyology | Technical Physics Letters |
| Kinetics and Catalysis | The Physics of Metals and Metallography |
| Laser Physics | Theoretical Foundations of Chemical Engineering |
| Lithology and Mineral Resources | Thermal Engineering |
| Microbiology | Water Resources |

ПОДПИСКА-2003
— ПЕРВОЕ ПОЛУГОДИЕ

ОБЪЕДИНЕННЫЙ КАТАЛОГ

1 ТОМ Российские и зарубежные газеты и журналы

2 ТОМ Книги и учебники



ПРЕС

1 ТОМ РОС
И З
ГАЗ
И Ж

УВАЖАЕМЫЕ ПОДПИСЧИКИ!

Журналы Российской академии наук можно выписать в любом почтовом отделении России по объединенному Каталогу Федерального управления почтовой связи (ФУПС). Академические журналы объявлены в этом каталоге в разделе "АПР"