

ISSN 0016-853X

Номер 5

Сентябрь - Октябрь 2004



ГЕОТЕКТОНИКА



<http://www.maik.ru>

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



“НАУКА”

Российская академия наук

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 5 2004 Сентябрь–Октябрь

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

Журнал издается под руководством
Отделения наук о Земле РАН

Главный редактор
Ю.М. Пушаровский

Редакционная коллегия:

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

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

Yu.M. Pushcharovsky – *Editor*

Editorial board

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

"Geotectonica" journal publishes articles on general and regional tectonics, structural geology, geodynamics, experimental tectonics, considers the relation of tectonics to the deep structure of the Earth, to magmatism, metamorphism, and mineral resources. There are also published reviews of scientific articles and books, information on scientific life and advertisements of scientific literature, cartographic materials and devices.
Postmaster: "Geotectonica", Geological Institute, 7 Pyzhevsky, 109017, Moscow, Russia.

Зав. редакцией М.Н. Шуплецова

Научный редактор Н.Б. Заборовская, М.В. Лучицкая

Адрес редакции: 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"

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 5, 2004

Некоторые современные проблемы тектоники Земли <i>Ю. М. Пуцаровский</i>	3
Глубинное строение Карельского кратона вдоль геотраверса 1-ЕВ <i>М. В. Минц, Р. Г. Берзин, Ю. Н. Андрющенко, Н. Г. Заможная, В. Л. Злобин, А. Н. Конилов, В. М. Ступак, А. К. Сулейманов</i>	10
К тектоно-геодинамической эволюции континентальных окраин Арктики в эпохи молодого океанообразования <i>Э. В. Штилов</i>	26
Происхождение Самаровских дислокаций в низовьях Иртыша (Западная Сибирь) <i>Р. Б. Крапивнер</i>	53
Формирование структуры Центральной Азии к северу от Тибета в кайнозое: синтез палеомагнитных и геологических данных <i>М. Л. Баженов, А. В. Миколайчук</i>	68
Нелинейная динамика разломообразования по результатам физического моделирования <i>С. А. Борняков, А. С. Гладков, В. А. Матросов, А. Н. Адамович, В. А. Клепиков</i>	85
<hr/>	
Хроника	
Юбилей Александра Александровича Моссаковского	96
<hr/> <hr/>	

Contents

No. 5, 2004

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

Some Modern Problems of the Earth's Tectonics <i>Yu. M. Pushcharovsky</i>	3
The Deep Structure of the Karelian Craton along Geotraverse 1-EB <i>M. V. Mints, R. G. Berzin, Yu. N. Andryushchenko, N. G. Zamozhnyaya, V. L. Zlobin, A. N. Konilov, V. M. Stupak, and A. K. Suleimanov</i>	10
Tectono-Geodynamic Evolution of Arctic Continental Margins during Epochs of Young Ocean Formation <i>E. V. Shipilov</i>	26
Origin of the Samarovo Dislocations in the Lower Reaches of the Irtysh River, Western Siberia <i>R. B. Krapivner</i>	53
Structural Evolution of Central Asia to the North of Tibet: A Synthesis of Paleomagnetic and Geological Data <i>M. L. Bazhenov and A. V. Mikolaichuk</i>	68
Nonlinear Dynamics of Faulting: Physical Modeling Results <i>S. A. Bornyakov, A. S. Gladkov, V. A. Matrosov, A. N. Adamovich, and V. A. Klepikov</i>	85

Chronicle

Aleksandr Aleksandrovich Mossakovskii (On His 75th Birthday)	96
--	----

Сдано в набор 08.06.2004 г.	Подписано к печати 27.07.2004 г.	Формат бумаги 60 × 88 ¹ / ₈		
Офсетная печать	Усл. печ. л. 12.0	Усл. кр.-отт. 3.8 тыс.	Уч.-изд. л. 11.9	Бум. л. 6.0
	Тираж 305 экз.	Зак. 8599		

Учредители: Российская академия наук, Геологический институт РАН

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

УДК 551.24.01

НЕКОТОРЫЕ СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИКИ ЗЕМЛИ

© 2004 г. Ю. М. Пуцаровский

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

Поступила в редакцию 18.03.2004 г.

Имеющиеся данные о глубине зарождения мантийных плюмов свидетельствуют об их образовании на разных глубинных уровнях. Это согласуется с представлением автора о возникновении внутримантийных энергетических очагов вследствие латерального движения по тектоническим срывам мантийных масс в обстановке сильнейших стрессов и трения. Такое движение есть одна из форм тектонического течения горных пород, проявляющегося в геосферах как в небольших, так и планетарных масштабах. Обсуждается влияние на тектогенез падения на Землю или близкого прохождения от нее крупных космических тел. Подчеркивается отсутствие данных о таком явлении в отношении океанов (установлен единичный факт падения астероида) при огромной площади последних, по сравнению с площадью континентов. Вообще сведения о тектоническом развитии океанского дна еще весьма ограничены. Особенно ясно это видно в отношении неотектонического этапа развития земной коры океанов, который до сих пор никем не обособлен. Исследования в этой области могут привести к совершенно неожиданным глобальным тектоническим выводам.

ВВЕДЕНИЕ

В 2001 г. увидел свет капитальный труд “Фундаментальные проблемы общей тектоники” [22], привлечший внимание геологической общественности. В книге освещен широкий круг вопросов, касающихся глубинной тектоники и геодинамики, цикличности и направленности планетарных тектонических процессов, аккреционной тектоники, рифтогенеза, влияния на тектогенез внеземных факторов и процессов в ядре, структурообразующей роли нелинейной геодинамики и ряд других. Однако некоторые существенные темы не вошли в содержание книги или могут быть дополнены новыми данными и соображениями. Отдельные из них и рассматриваются автором ниже.

ОСНОВНАЯ ЧАСТЬ

(1) В последнее десятилетие в геотектонике широчайшее распространение получила идея плюмов. Соответствующее направление японскими геофизиками названо “плюмтектоникой”. Речь шла о вертикальных тепломассопотоках, идущих от ядра планеты к земной коре. Вообще говоря, идея не новая, но мы на этом останавливаться не будем, поскольку в литературе это уже обсуждалось [24]. Заметим, однако, что введение понятия “плюмтектоника” не может считаться правомерным, поскольку к тектонике имеют отношение лишь те явления, суть которых составляют тектонические движения и созданные ими структуры. Плюмы, как и, например, конвективные процессы, – это область физики Земли, но не тектоники.

Плюмам посвящена огромная литература, что связано с простотой ссылки на них при объяснении тех или иных геологических явлений, прежде всего из области магматической геологии. Но есть один аспект, а именно глубинная энергетика, для которой представление о плюмах принципиально важно.

В 2004 г. появилась публикация, посвященная плюмам, зарождающимся внутри глубинной мантии на разных уровнях – от 2800 км до 650 км [27]. В основе определения глубин лежат данные сейсмографии. Учтено 32 плюма, приводятся сведения об их радиусе, а также о степени выраженности плюма на разной глубине. По уровням зарождения плюмов выделяется шесть групп (табл. 1).

Авторы оговариваются, что в некоторых (немногих) случаях корни плюмов могут быть глубже, чем показано, но общей картины это не меняет. Во всех случаях, кроме глубины 2800 км, очевидно, что плюмообразующий энергетический очаг зарождается во внутримантийных геосферах. В этом автор видит подтверждение намеченной им модели мантийной геодинамики [16, 17, 19 и др.]. Основные положения модели сводятся к следующему.

Исходной позицией является открытие в конце прошлого века фундаментального тектоно-геодинамического свойства геосфер Земли как неравновесных, неустойчивых, открытых систем. Выявленные сейсмографией глубинные неоднородности отражают неодинаковые прежде всего по физическим свойствам мантийные массы. Плотностные и вязкостные градиенты в мантийных массах, находящиеся в условиях постоян-

Глубины зарождения плюмов в нижних областях мантии (в скобках – радиусы плюмов в км), по [27]

Глубина зарождения в км	Местоположение	Общее количество
2800	Вознесения (100), Азорский (300), Канарский (400) Кораллового моря (300), Пасхи (400), Самоа (200), Южн. Ява (200), Таити (300)	8
2350	Крозе (400), Гавайи (300), Кергелен (400)	3
1900	САХ 15 и 25° с.ш.; 45° з.д. (200), Инд. океан 35° ю.ш. 100° в.д. (400), Реюньон (200), о-ва Зеленого Мыса (300)	4
1450	Афар (200), Буве (400), о-ва Кука (200), Хуан Фернандес (300)	4
1000	Каролинский (300), Кокосовые о-ва (200), Этна (200), Соломоновы о-ва (–), Галапагос (300), Гайнан (200), Исландия (100), Хуан де Фука (100), Луисвиль (300)	9
650	Бови (100), Эйфель (100), Восточно-Австралийский (100), Сейшелы (–)	4
		32

ных стрессов, вызывают латеральное движение материала, сопровождающееся срывами и образованием структур тектонического скупивания в одних местах и растяжения – в других. В ходе движения масс в обстановке особенно мощных стрессов из-за сил трения система может перейти в экстремальное, закритическое состояние с образованием обособленного энергетического очага. Такой механизм объясняет зарождение плюмов на любых мантийных глубинах.

(2) Предыдущее подводит вплотную к проблеме тектонического течения мантийных и коровых масс.

Основоположником доктрины тектонического течения является А.В. Пейве, сформулировавший в 1961 г. положение о том, что земная кора и верхняя мантия состоят из блоков, разграниченных не только вертикальными тектоническими поверхностями, но и горизонтальными, по которым блоки движутся по латерали. А.В. Пейве отмечал, что размеры блоков могут быть очень большими [13]. Само понятие, как таковое, им введено позже, в 1967 г. [14]. В настоящее время это понятие охватывает процессы пластического, твердопластического и разрывно-глыбового перемещения масс горных пород.

Целый ряд принципиальных разработок в отношении тектонического течения принадлежит А.В. Лукьянову [8–10]. Он развил мысль А.В. Пейве, что “первым и важным свойством тектонических движений является дифференциальный характер перемещения блоков” [14, с. 12]. Им обращено внимание на многопорядковость тектонического течения, вовлечение в движение крупных и мелких блоков и пластин, неоднородность как в пространстве, так и во времени проявления процесса движения, существенная роль в котором принадлежит появляющимся и исчезающим жидким фазам. Констатируется также, что “процесс реорганизации структуры происходит на многих уровнях литосферы” и что “каждый уровень влияет на

соседние, в результате чего в поверхностных структурах запечатлена интерференция разноглубинных процессов тектонического течения” [10, с. 285].

Общие положения доктрины тектонического течения содержатся также в работах Л.М. Расцветаева [21].

В статье Ю.Г. Леонова [7], посвященной тектонической мобильности коры платформенных областей, акцентируется внимание на наличии в ней явлений тектонического течения в горизонтальной плоскости, включая надвигообразование в нижней коре.

Проблема объемного тектонического течения с большой обстоятельностью рассмотрена в работах М.Г. Леонова [6 и др.]. Основной механизм тектоники течения видится им (в пределах континентов) “в латеральном перераспределении горных масс на разных уровнях континентальной тектоносферы в неоднородном поле напряжений, вызванном как ее внутренней неоднородностью, так и приложением внешних сил” [6, с. 135].

Принцип тектонического течения – это важнейшая основа исследований в области тектонической расслоенности литосферы вообще и покровно-складчатых поясов, в частности. В океанских областях тектоническое течение проявляется главным образом в форме спрединга и сопровождающих его движениях межразломных блоков. В последнем случае мы имеем дело с особенно крупным проявлением тектонического течения. Автор полагает, что имеется еще один вид тектонического течения крупнейшего порядка – движение континентов [18]. К такому заключению оказалось возможным подойти на основе данных о движении микроконтинентов и таких крупных континентальных отторженцев, как Гренландия, Цейлон, Индостан и др. Обособленное движение континентов представляет разрывно-глыбовый тип тектонического течения, проявляющийся на мегауровне. Соответствующие геодинамические

обстановки создаются эндогенной энергией, поступающей из земного ядра или рожденной в мантии (см. выше), а также воздействием на Землю ротационного и космических факторов. В итоге возникает картина сложного, разноглубинного тектонического течения в мантийных геосферах, варьирующего от небольших масштабов до очень больших, способных перемещать континенты или их крупные части. Один из основных выводов нашей работы, что тектоническое течение свойственно любому уровню мантии. Иными словами, тектоносфера охватывает всю мантию Земли, а не только литосферу или верхнюю мантию [16, 17, 19].

Предпосылкой обособленного движения континентальных глыб являются их особые физические и геологические свойства в сравнении с окружающими массами геосфер, также движущимися, но в особом режиме.

В связи с неравновесным энергетическим состоянием мантии, энергия конкретного очага во времени может меняться, что отразится на особенностях тектонического течения. Проблема пространства при движении континентов или их фрагментов решается при допущении пространственного перераспределения окружающих геосферных массивов.

Внося ясность в соотношение процессов конвекции и тектонического течения, отметим, что конвекция является механизмом передачи энергии очага. Это явление физическое, но не тектоническое. Спрединговый процесс обязан конвекции. Именно он вызывает главное тектоническое структурообразование в океанах, представляющее следствие тектонического течения коровых и мантийных масс.

Отмеченные глубинные тектоно-геодинамические явления осложняются дополнительным воздействием на них нелинейных геодинамических факторов.

(3) Уже упоминалось, что тектоническое течение индуцируют не только эндогенные энергетические процессы, но также ротационный фактор, что давно стало общепризнанным. Однако, наряду с ними, в последнее время начали придавать серьезное значение также космическим воздействиям на тектогенез. В.Е. Хаин усматривает три аспекта космического воздействия на Землю.

“Первый аспект – это взаимодействие Земли с ближним космосом, прежде всего с ее спутником Луной. К влиянию ближнего космоса можно также отнести воздействие на Землю падения метеоритов, астероидов и столкновение с Землей комет.

Второй аспект – влияние на Землю процессов, происходящих на Солнце: инсоляции, солнечного ветра и изменений параметров ее обращения по околосолнечной орбите (эксцентриситета орбиты, наклона оси вращения, прецессии).

Третий аспект – влияние на Землю газопылевых скоплений, встречаемых ею в составе Солнечной системы на пути по галактической орбите” [23, с. 321].

Наиболее разработанным фактором в этом смысле, по-видимому, является приливное воздействие на тектогенез системы Земля–Луна, чему посвящен ряд публикаций Ю.Н. Авсюка [1, 2]. В данной статье мы коснемся лишь возможного воздействия на тектогенез падения на Землю астероидов и столкновения Земли с кометами. Значение этого фактора в случае падения тел большого размера безусловно велико. Именно с ним ставятся в связь глобальные катастрофы, фиксируемые, например, в среднем девоне или на рубеже пермского и триасового периодов, а также мела и палеогена.

В работе [5], опубликованной в 2002 г., сообщается, что на этот год на поверхности Земли диагностировано ~160 импактных структур (кратеров и астроблем). Приведена карта их распространения (рис. 1), показывающая полную неизученность в этом смысле океанских областей. Отмечая, что большое число импактных структур (в том числе на континентах) еще не обнаружено, автор заключает, что их общее количество должно составлять несколько сотен. На других планетах и на Луне ударные структуры представляют широко распространенное явление, притом размеры падающих тел могут быть очень большими. Очень крупным должен был быть астероид, образовавший Море Дождей на Луне, диаметр которого 1200 км. Существуют и более значительные астроблемы. Такие масштабы ударных событий на тектонически активной планете (Земле) *a priori* должны были вызвать значительные тектонические движения и деформации. Однако обнаруженные импактные структуры на континентах значительно меньше – их диаметр 100–300 км, а всего их насчитывается пять.

Остановим внимание на хорошо изученном импактном кратере Чиксулуб (полуостров Юкатан). Его диаметр 180 км [28], время образования ~65 млн. лет – рубеж мезозоя и кайнозоя. Внедрение астероида прослеживается на глубину 30 км [26]. О нем говорится следующее.

“Изучение параметров кратера Чиксулуб и последствий его образования доказали, что столкновение с Землей астероида диаметром около 10 км явилось катастрофическим событием глобального масштаба, сыгравшим важную роль в ее истории и развитии органического мира. В то же время изучение крупнейших импактных структур на земной поверхности, а также импактных структур на поверхности Луны, Венеры, Марса и других тел Солнечной системы свидетельствует о том, что образование кратера Чиксулуб в конце мезозойской эры было не единственным удар-



Рис. 1. Карта распространения 155 импактных структур на поверхности Земли [5]

ным событием такого масштаба в истории Земли” [5, с. 29].

У автора этих строк имеется публикация о привязке к упомянутой дате крупнейшего разрастания Мировой рифтовой системы, сформировавшего ее современный облик [15]. Однако в открытом океане до сих пор обнаружен лишь один район падения астероида, находящийся ~ в 1000 км к западу от мыса Горн (море Беллинсгаузена) (рис. 2). Глубина дна здесь ~ 5000 м. Соответствующая импактная структура носит название Элтаннин. История ее изучения уже четвертьвековая. Она освещена в [25] и ряде статей, помещенных в специальном выпуске “Deep-Sea Research” [28]. Диаметр структуры порядка 100 км. В районе были выполнены батиметрические и сейсмические исследования, сопровождавшиеся взятием проб осадков несколькими трубками. Время образования импактной структуры оценивается 2.15 млн. лет, т.е. поздний плиоцен. Размеры астероида 1–4 км.

Хотя данный пример пока единичный, но, учитывая площади, занимаемые океанами, можно сделать совершенно определенное заключение о падении в океаны крупных космических тел. Такая мысль уже отражена в литературе. Е.С. Базилевская именно с таким явлением связывает первопричину образования месторождений-гигантов марганцевых руд в раннем протерозое (~2 млрд. лет назад) [3]. Такие месторождения известны на юге Африки, в Индии и на востоке Бразилии. Первично они составляли единый бассейн (рис. 3), возникший на шельфе древнего суперконтинента в результате падения в центральной области древнего океана крупного космического тела. Расчеты показывают, что особенно большое ударное воздействие оказывают коспадающие

космические тела. В данном случае астероид вызвал очень большие изменения в гидродинамике и химизме океанских вод, создав в прибрежных зонах оптимальные обстановки для концентрации и выпадения марганцевых минералов.

В итоге необходимо отметить, что рассматриваемый аспект космического воздействия на тектогенез заслуживает углубленной разработки. Особенное значение он имеет для нелинейной геодинамики.

(4) Однако, и это общеизвестно, главное значение для тектогенеза имеет глубинная энергетика с ее меняющимися режимами. В этом смысле значительно больше знаний имеется в отношении континентов. Что же касается океанов, то здесь приоритет отдан геодинамике, но не тектонике. Поэтому о тектоническом строении и развитии океанского дна наши знания весьма ограничены. Иллюстрацией может служить, например, проблема тектонических фаз в океанских областях, в отношении которых ничего обобщающего пока не написано. Имея в виду площадь всех океанов, то же самое можно сказать и о некоторых крупнейших эпохах тектогенеза на Земле, в частности, ларамийской или альпийской. Для планетарных тектонических построений было бы важно знать, какой будет сделан вывод из такого анализа. В конце концов, может встать вопрос: насколько же глобальны эпохи и фазы тектогенеза? Возможно, что в океанской коре и литосфере в целом они имеют особое структурное выражение?

В этой связи необходимо коснуться также обобщения неотектонической эпохи в структурном развитии океанского дна.

В большинстве случаев ее возрастными рамками считается время олигоцен–современность.

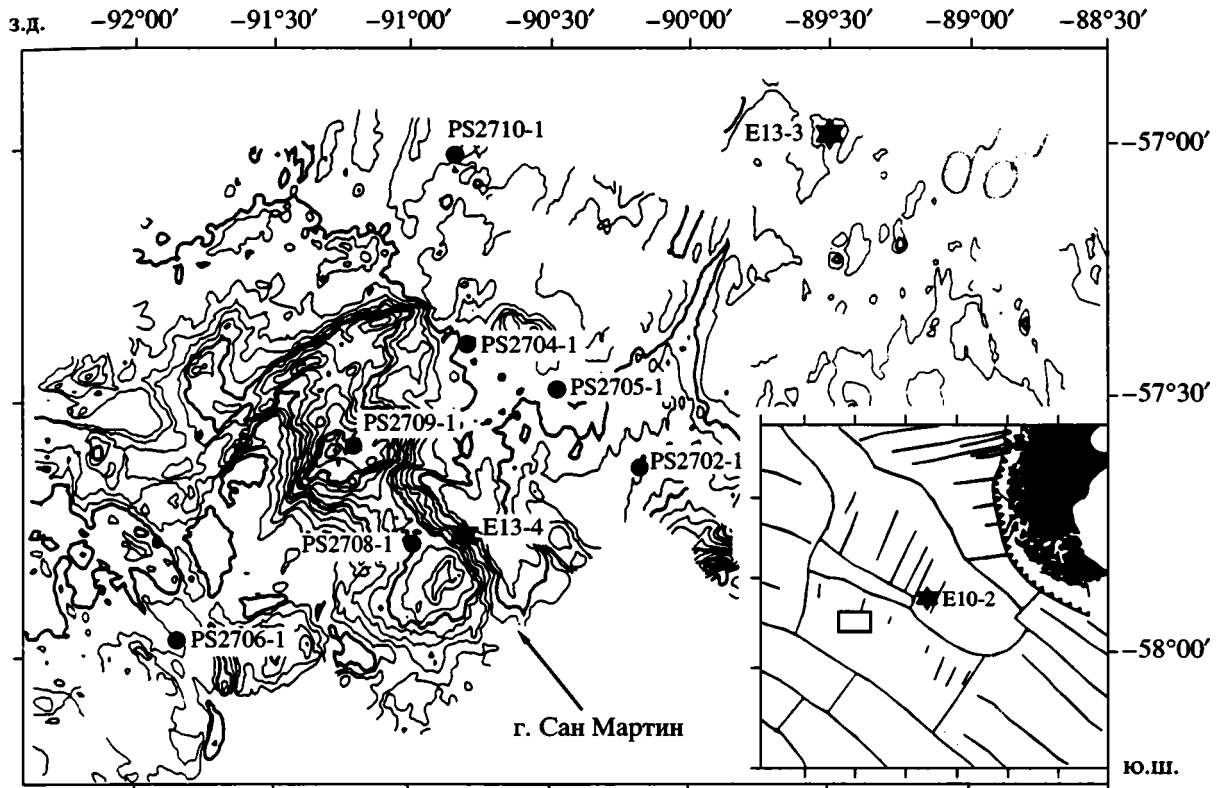


Рис. 2. Местоположение импактной структуры Элтанин
 Батиметрические контуры через 200 м. Жирные линии: в районе PS2709-1 – 3000 м, в районе PS2708-1 – 4000 м, в наиболее глубоких впадинах – 5000 м. PS – точки опробования экспедицией на судне Полярштерн (1995 г.), E – то же на судне Элтанин (1965 г.), по [28]

Однако это далеко не всегда так, поскольку, например, олигоцен и ранний, и даже средний миоцен, в соответствии с возрастом моласс, рассматриваются как завершающий тектонический этап в развитии Евразийских альпид.

Еще более неопределенно стоит вопрос о неотектонике в океанских областях. Единственным автором, кто обсуждал данную тему в широком аспекте, является Н.И. Николаев, развивавший точку зрения об объеме неотектонической эпохи как олигоцен-четвертичной. Однако в отношении океанов приведенная датировка в его работах оказалась во времени размазанной. В объяснительной записке к карте новейшей тектоники мира (м-б 1 : 15000000) Н.И. Николаев писал, что “выделенные на карте структуры дна акватории¹, по сути дела являются неотектоническими, хотя о начале их развития нам известно очень мало, и несомненно некоторые из них имеют длительную историю развития” [11, с. 9]. Так, о Тихом океане он писал, что кайнозойские движения проявлены во всех его областях и притом достигали большо-

го вертикального и горизонтального размаха, но позднекайнозойские деформации, т.е. собственно неотектонические, обособить ему не удалось. Об Атлантике сказано, что большинство основных черт современного рельефа дна определено под действием раннекайнозойских и позднемезозойских тектонических движений. Сходная ситуация отмечается и для Северного Ледовитого океана.

Со времени выхода цитированного труда положение в отношении океанов практически не изменилось и, соответственно, на океанских пространствах эпоха неотектонических движений – вопрос открытый. Хотя о плиоцен-четвертичной тектонике, по крайней мере локального значения, сведения начинают накапливаться. В Атлантическом океане датировка начала таких движений относится к 2.5–1.5 млн. лет [20]. Возможно, что это окажется одной из неотектонических фаз.

А.Ф. Грачевым, руководившим работами по составлению карты новейшей тектоники Северной Евразии [4, 12], было обращено внимание на различие во времени начала неотектонического этапа в Тихоокеанском и Индо-Атлантическом сегментах Земли. В Тихоокеанском сегменте это время относится им к плиоцену, а в Индо-Атлан-

¹ Имеются в виду абиссальные плиты, краевые валы, сводово-блоковые поднятия, рифтогены и другие основные формы океанского дна. Прим. Ю.П.



Рис. 3. Реконструкция области распространения Mn- и Fe-рудных формаций на окраине протерозойского суперконтинента, по [3]

тическом – к позднему олигоцену – раннему миоцену. Более того, внутри сегментов нижняя граница новейшего тектогенеза является скользящей во времени. Такие решения имеют принципиальное значение для подхода к вопросу о временных рамках новейшего этапа тектогенеза на Земле, указывая на избирательность действия соответствующих структурообразующих факторов. Очевидно, что интегральное время начала неотектонического процесса имеет лишь один смысл – относить неотектонический этап к позднему кайнозою.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Затронутые выше вопросы имеют непосредственное отношение к дальнейшему развитию теоретической тектоники. Современные знания в этой области могут и должны быть существенно пополнены.

Одно из направлений работ – тектоника глубинных геосфер, выявление имеющихся в них тектонических деформаций и механизмов их образования. Исходным положением в отношении механизмов, как представляется автору, является признание образования в мантии разноглубинных энергетических очагов, возникающих вследствие движения масс по субгоризонтальным глубинным срывам в обстановке преодоления сильнейшего трения.

Другое, тесно связанное с предыдущим, направление – широкомасштабные исследования тектонического течения коровых и мантийных масс. Это направление мобилистской тектоники позволит создать и уже создает эмпирическую ос-

нову для широких геодинамических построений, в том числе глобальных.

В настоящее время решение важнейших тектонических проблем не может обойтись без обращения к космическим факторам воздействия на тектогенез и в этом заключается суть третьего направления. Особенно необходим учет ударного воздействия астероидов и комет, способных вызвать, как это становится ныне ясным, глобальные изменения в тектоническом плане Земли.

Наконец, четвертое направление общетектонического значения – это неотектоника, в особенности неотектоника океанского дна. Значимость проблемы подчеркивается огромными площадями океанов, представляющими в смысле неотектонического этапа развития *terra incognita*. Расшифровка данной проблемы позволит выявить важнейшую черту в геологической эволюции Земли в целом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авсюк Ю.Н. Эволюция системы Земля–Луна и ее место среди проблем нелинейной геодинамики // Геотектоника. 1993. № 1. С. 13–22.
2. Авсюк Ю.Н. Внеземные факторы, действующие на тектогенез // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 425–443.
3. Базилевская Е.С. Феномен марганца на Земле // Природа. 2003. № 5. С. 35–42.
4. Грачев А.Ф. Основные проблемы новейшей тектоники и геодинамики Северной Евразии // Физика Земли. 1996. № 12. С. 5–36.
5. Гуров Е.П. Импактное кратерообразование на поверхности Земли // Геофизический журнал. 2002. Т. 24. № 6. С. 3–35.
6. Леонов М.Г. Тектоника континентального фундамента и вертикальная аккреция консолидированной земной коры // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 91–154.
7. Леонов Ю.Г. Тектоническая подвижность коры платформ на разных глубинных уровнях // Геотектоника. 1997. № 4. С. 24–41.
8. Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение горных пород литосферы // Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 105–146.
9. Лукьянов А.В. Тектонические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с.
10. Лукьянов А.В. Нелинейные эффекты в моделях структурообразования // Проблемы геодинамики литосферы. М.: Наука, 1999. С. 253–287.
11. Новейшая тектоника континентальных, переходных и океанских областей Земли. Объяснительная записка к карте новейшей тектоники мира масштаба 1 : 15000000. М.: ВНИИЗарубежгеология, 1984. 112 с.
12. Новейшая тектоника Северной Евразии. Объяснительная записка к карте новейшей тектоники

- Северной Евразии масштаба 1 : 5000000. М.: ГЕОС, 1998. 147 с.
13. Пейве А.В. Тектоника и магматизм // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 3. С. 36–54.
 14. Пейве А.В. Разломы и тектонические движения // Геотектоника. 1967. № 5. С. 8–25.
 15. Пуцаровский Ю.М. Мировая рифтовая система – редкое событие в геологии? // Тихоокеанская геология. 1986. № 6. С. 98–101.
 16. Пуцаровский Ю.М. Тектоносфера Земли – новое видение // Росс. журн. наук о Земле. 2000. Т. 2. № 1. С. 63–69.
 17. Пуцаровский Ю.М. Тектонические феномены океанов // Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 174–230.
 18. Пуцаровский Ю.М. Движущиеся континенты // Геотектоника. 2004. № 3. С. 3–12.
 19. Пуцаровский Ю.М., Пуцаровский Д.Ю. Геосферы мантии Земли // Геотектоника. 1999. № 1. С. 3–14.
 20. Пуцаровский Ю.М., Сколотнев С.Г. Регионально-геологические исследования, как основа тектонического районирования океанского дна. В печати.
 21. Расцветаев Л.М. О некоторых актуальных проблемах структурной геологии и тектонофизики // Тектонофизика сегодня. Москва: ОИФЗ РАН, 2002. С. 333–373.
 22. Фундаментальные проблемы общей тектоники. М.: Научный мир, 2001. 520 с.
 23. Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии. М.: Научный мир, 2003. 348 с.
 24. Шолно В.Н. Процессы самоорганизации в тектонике и геодинамические модели // Геотектоника. 2002. № 2. С. 3–14.
 25. Gersonde R., KYTE F.T., Bleil U. et al. Geological record and reconstruction of the late Pliocene impact of the Eltanin asteroid in the Southern Ocean // Nature. 1997. Vol. 390. P. 357–363.
 26. Melosh J. Deep down at Chicxulub // Nature. 2001. Vol. 414. P. 861–862.
 27. Montelli R., Nolet G., Dahlen F.A. et al. Finite-Frequency Tomography Reveals a Variety of Plumes in the Mantle // Science. 2004. Vol. 303. № 5656. P. 338–343.
 28. Oceanic Impacts: Mechanisms and Environmental Perturbations // Deep-Sea Research. Part II. 2002. Vol. 49. № 6. P. 951–1080.

Рецензенты: Ю.Н. Авсюк, В.И. Коваленко

Some Modern Problems of the Earth's Tectonics

Yu. M. Pushcharovsky

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

Abstract—The available data on the depths of origin of mantle plumes suggest that plumes actually rise from different depths. This is consistent with the author's idea of the origin of energy sources in the mantle as a result of lateral movement along detachment zones under conditions of extremely high stresses and friction. Such movement is a form of tectonic flow in geospheres both at small and at global scales. The fall of large celestial bodies on the Earth or their close by-passing is discussed with respect to their effect on tectogenesis. The absence of evidence for such events in oceans, much larger in area than continents, is emphasized (only one asteroid fall has only been established so far). Broadly speaking, the data on the ocean floor tectonic evolution are still scanty. This is particularly true of the neotectonic stage of oceanic crustal evolution, which has not been distinguished by anyone thus far. Further research in this field may lead to absolutely unexpected global tectonic conclusions.

УДК 551.242.5.055(234.74)

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА ВДОЛЬ ГЕОТРАВЕРСА 1-ЕВ

© 2004 г. М. В. Мицц¹, Р. Г. Берзин², Ю. Н. Андрищенко², Н. Г. Заможня²,
В. Л. Злобин¹, А. Н. Конилов¹, В. М. Ступак², А. К. Сулейманов²

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

²ФГУ НПП “Спецгеофизика”, Московская область, Поваровка

Поступила в редакцию 28.07.2003 г.

Приведены результаты исследований МОГТ вдоль геотраверса 1-ЕВ (ФГУ НПП “Спецгеофизика”, 1999 г.) в юго-восточной части Фенноскандинавского щита. На базе геологической интерпретации сейсморазведочных данных (разрезы, характеризующие распределение сейсмических отражений и эффективной акустической жесткости) и существующих геологических карт разработана модель глубинного строения раннедокембрийской коры и верхней мантии Карельского кратона, Беломорской тектонической провинции и Свекофеннского аккреционного орогена до глубины 80 км. Раннедокембрийская кора Карельского кратона, вмещающего ряд палеопротерозойских осадочно-вулканогенных поясов, Беломорской провинции и Свекофеннского аккреционного орогена характеризуется наклонной структурно-вещественной расслоенностью. Она образована сочетанием покровно-надвиговых и надвиго-подвиговых ансамблей, формирование которых происходило как в палеопротерозое, так и в неогарее. Показано, что раздел Мохо представляет собой мощную зону тектонического течения и перемещения крупных пластин коры, сопровождавшихся погружением (субдукцией) отдельных фрагментов коры в мантию. Нижняя кора Карельского кратона и подстилающая часть верхней мантии имеют мафитовый состав (гранатовые гранулиты и эклогиты), возможно, при участии шпинелевых перидотитов, начиная с некоторой глубины. Нижняя кора Свекофеннского орогена полностью или частично образована породами океанической коры, субдуцировавшей в мантию к концу палеопротерозоя. Предложенные модели строения и эволюции раннедокембрийской коры существенно меняют сформированные ранее представления о коре юго-восточной части Фенноскандии щита как сочетании блоков с субвертикальными боковыми ограничениями и индивидуализированным характером расслоенности.

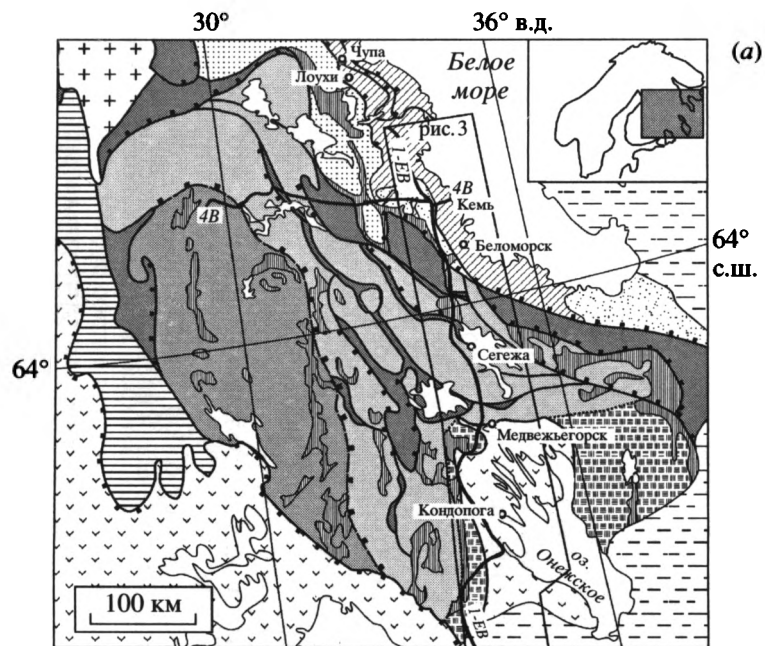
ВВЕДЕНИЕ

С 1995 г. на территориях Фенноскандинавского щита и Восточно-Европейской платформы осуществляется крупнейший российский проект по изучению глубинного строения земной коры и верхней мантии методом отраженных волн в модификации общей глубинной точки (МОВ-ОГТ, далее для краткости – МОГТ). Территория Карелии пересечена геотраверсом 1-ЕВ и профилем

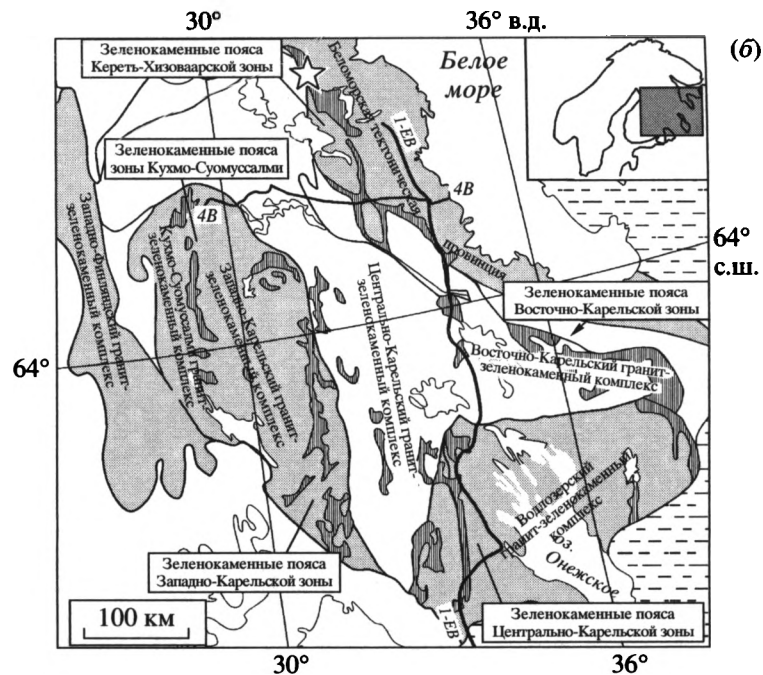
(рассечкой) 4В суммарной протяженностью 1070 км (рис. 1). Данные, полученные МОГТ, обладающим высокой разрешающей способностью, выявили существенно более сложное и в значительной степени иное, чем предполагалось ранее, строение земной коры. При геологической интерпретации данных, полученных с использованием преломленных волн (ГСЗ, МОВЗ), за основу, как правило, принимаются горизонтально-слоистые и слоисто-блоковые модели земной ко-

Рис. 1. Геологическое строение и тектоническое районирование юго-восточной части Фенноскандинавского щита и размещение геотраверса 1-ЕВ и рассечки 4В: а – геологическое строение; б – главные тектонические подразделения неогарейского возраста; гранито-гнейсовые комплексы выделены серым тоном, зеленокаменные пояса – вертикальной штриховкой; звездочкой обозначены Ирригорские офиолиты; в – главные тектонические подразделения палеопротерозойского возраста (выделены серыми тонами); звездочкой обозначены офиолиты Йормуа

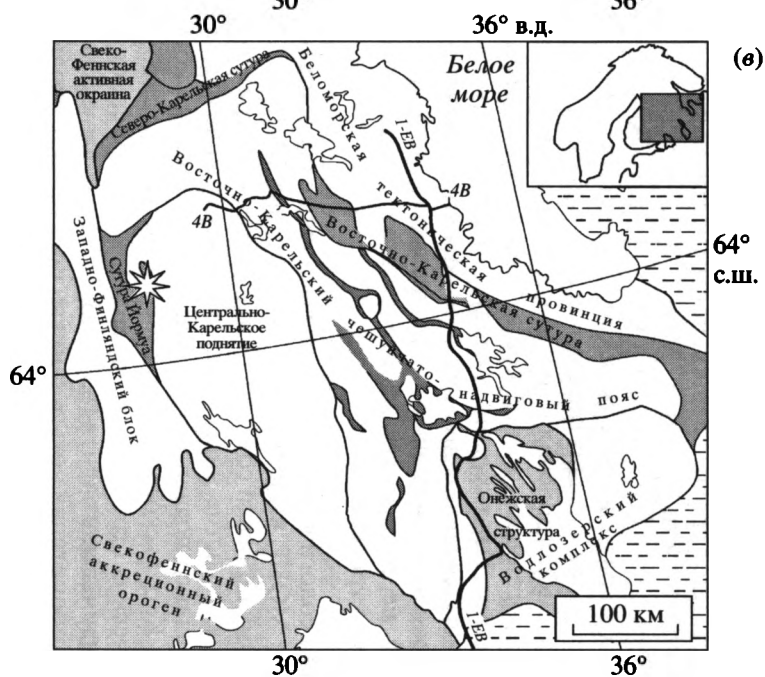
1 – рифей-фанерозойский осадочный чехол Восточно-Европейской платформы; 2–4 – палеопротерозой: 2 – интрузивные и вулканогенные комплексы Свекофеннской активной окраины, 3 – осадочно-вулканогенные и интрузивные комплексы Свекофеннского аккреционного орогена, 4 – вулканогенно-осадочные пояса (сутуры и деформированные рифтогенные бассейны); 5–7 – неогарей-палеопротерозой Беломорской тектонической провинции: 5 – беломорская серия (хеталамбинский и чупинский гнейсо-амфиболитовые комплексы), 6 – Ковдозерский тектонический покров, гранит-зеленокаменный комплекс, 7 – Нижнебеломорская тектоническая пластина, гранито-гнейсы; 8–12 – неогарей Карельского кратона: 8 – зеленокаменные пояса, 9–12 – гранито-гнейсовые комплексы в составе: 9 – Восточно-Карельского чешуйчато-надвигового пояса, 10 – Центрально-Карельского поднятия, 11 – Западно-Финляндского блока, 12 – Водлозерского блока; 13 – главные тектонические нарушения взбросо-надвигового типа: установленные (а), предполагаемые (б) и неустановленного типа (в); 14 – сейсмопрофили. Показано положение рис. 3



(a)



(б)



(в)



РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

ры. Предполагается, что блоки ограничены зонами глубинных разломов, рассекающими кору или отдельные ее “слои”, обуславливая тем самым дискретность ее структуры в горизонтальном направлении. Согласно исследованиям этими методами, раздел (поверхность) Мохо представляет собою выдержанную сейсмическую границу, которая, тем не менее, не является непрерывной часто даже в пределах одного профиля. Установлено, что раздел Мохо имеет сложный характер и включает серию отдельных поверхностей, совместно образующих зону мощностью 4–5 км. Постоянно предпринимаются попытки выделения региональных границ (типа границ Конрада или Форша) внутри земной коры. Однако эти границы – малопротяженные, а подходы к их геологогеофизической интерпретации остаются недостаточно обоснованными. Исследования МОГТ показали, что в коре повсеместно наблюдаются полого и относительно круто погружающиеся границы, а также объекты разнообразного облика. С другой стороны, субгоризонтальные сейсмические границы региональной протяженности, которые также выделяются на сейсмических разрезах МОГТ в различных частях земной коры, связаны с конкретными геологическими объектами. Исследования МОГТ выявили также существенные детали морфологии и строения раздела Мохо. Принципиально важно, что, в отличие от границ, выделяемых на разрезах ГСЗ и МОВЗ, многие сейсмические границы на разрезах МОГТ достигают уровня дневной поверхности. Взятые в совокупности, данные МОГТ [1], материалы сверхглубокого бурения в СГ-3 [4], глубоких поисково-разведочных скважин, физического моделирования и анализ геологического строения [5, 8] продемонстрировали исключительно высокую гетерогенность земной коры Фенноскандинавского щита. Из этих данных следует, что ранее принимавшаяся аппроксимация строения коры слоистоблоковыми моделями была чрезмерно упрощенной, не соответствующей реальному геологическому строению среды.

Геологические и сейсморазведочные исследования МОГТ, выполненные за последние 10–15 лет, стимулировали создание новых моделей, отражающих участие наклонных покровно-надвиговых и надвиго-подвиговых ансамблей в строении коры Карельского кратона и сопредельных тектонических структур юго-восточной части Фенноскандинавского щита [8, 11–13, 15]. Геологическая интерпретация новых данных, полученных вдоль геотраверса 1-ЕВ и расщели 4В, позволяет значительно пересмотреть ранее созданные представления о глубинном строении и эволюции коры на территории Карелии.

В пределах исследованной территории юго-восточной части Фенноскандинавского щита (рис. 1) неоархейской литосферой образованы Карельский кратон и Беломорская тектоническая провинция, разделенные Северо- и Восточно-Карельским палеопротерозойскими осадочно-вулканогенными поясами – звеньями Циркум-Карельского пояса [8]. С юга и юго-запада Карельский кратон охватывается вулканогенно-осадочными комплексами, формирующими структуры палеопротерозойского *Свекофенниского аккреционного орогена*. В разрезах зеленокаменных поясов *Карельского кратона* (Карельской гранит-зеленокаменной области) участвуют ассоциации пород, сформированные в обстановках океанических плато, островных дуг, задуговых и преддуговых бассейнов и пассивных окраин. В составе гранито-гнейсового комплекса преобладают породы тоналит-трондьемит-гранодиоритовой серии, менее распространены более молодые граниты. *Беломорская тектоническая провинция* представляет собой фрагмент неоархейского суперконтинента, ограниченного палеопротерозойскими осадочно-вулканогенными поясами типа сутурных зон: Печенга-Имандра-Варзугским с севера, Северо-Карельским и Восточно-Карельским с юга и юго-запада и Карасйокским – на северо-западе. Тектонические покровы Беломорской провинции образованы высокоглиноземистыми гнейсами и амфиболитами беломорской серии, а также гранит-зеленокаменными ассоциациями, которые рассматривались в качестве “фундамента” беломорид [3]. В противоположность Карельскому кратону, в пределах Беломорской провинции широко распространены проявления палеопротерозойского гранитоидного магматизма. Карельская гранит-зеленокаменная область пересечена серией *палеопротерозойских осадочно-вулканогенных поясов*, протягивающихся через ее центральную и восточную части в ССЗ направлении под острым углом к субмеридиональному простиранию неоархейских зеленокаменных поясов. Обычно принимается, что кратонизированная к концу неоархея Карельская гранит-зеленокаменная область была перекрыта палеопротерозойским осадочно-вулканогенным “проточехлом”, сохранившимся в пределах рифтогенных структур [3]. Однако исследования по профилю 4В показали, что “рифтогенные” пояса этого типа в действительности представляют собой протяженные тектонические пластины в сечении дневной поверхностью [5, 6].

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Сейсмический эксперимент был выполнен с использованием двух 200-канальных телеметрических станций 1/О-2 и SN-388 с сейсмоприемниками GS-20DX и 10 виброисточников СВ-10-180 с

многократными перекрытиями в системе наблюдений. Сейсмические материалы обрабатывались с применением: 1) стандартной технологии (динамической и кинематической); 2) по методике дифференциального суммирования (МДС). Подробная характеристика условий проведения полевого эксперимента и использованных методов обработки данных приведена в работе Р.Г. Берзина и др. [1]. Физико-математические аспекты МДС освещены в специальных публикациях [2, 10, 14]. МДС позволяет анализировать кинематические и динамические характеристики сейсмических волн, что, в свою очередь, позволяет перейти к оценке петрофизических свойств геологического разреза. В частности, для построения разреза эффективной акустической жесткости (квазиакустической жесткости) используются значения амплитуд сейсмических отражений. Хорошо известна взаимосвязь амплитуд A отраженных волн с акустической жесткостью $\alpha = \sigma \cdot v$ контактирующих породных комплексов: $A = \sigma \cdot f(\sigma v)$, где σ – плотность, v – скорость упругих колебаний. Амплитуды интерполируются по всему полю разреза, затем сглаживаются в необходимой степени по вертикали и горизонтали и выводятся в цветокодированном виде на плоскость разреза. Разрезы эффективной акустической жесткости были успешно использованы при геологической интерпретации для выявления и оконтуривания контрастных и даже умеренно контрастных по физическим свойствам геологических объектов. В ряде случаев они позволили получить более удобную для интерпретации структурную информацию по сравнению с картинами сейсмических отражений благодаря непрерывности отображения геологической среды. Сложность геологического строения, равно как и дополнительные трудности для геологической интерпретации, связанные с ориентировкой трассы, потребовали разнообразить арсенал исходных материалов. Были получены и использованы три варианта представления сейсмического разреза: в виде цветного изображения, характеризующего распределение амплитуд отражений; в виде детального тонкого рисунка отражений и в виде контрастной картины отражений с подавлением слабой и выделением более интенсивной компоненты. В каждом случае были применены незначительно различающиеся условия миграции (по характеристикам скоростного разреза и условиям спрямления трассы). Эти разрезы (сейсмические образы или картины отражений) коры и верхней части мантии и разрезы эффективной акустической жесткости верхней части коры в масштабе 1 : 500000 составили фактологическую основу для геологической интерпретации.

Способы и методы геологической интерпретации сейсмических образов раннедокембрийской коры до настоящего времени остаются недостаточно разработанными. Вследствие этого прин-

ципальной особенностью геологической интерпретации сейсмических материалов, получаемых в сложно построенных средах, является ее многовариантность, обусловленная неоднозначностью в истолковании природы сейсмических отражений. Принципиальные особенности методических приемов геологической интерпретации данных МОГТ, полученных по профилю 4В, подробно охарактеризованы в предшествующих публикациях [6, 9], что позволяет нам ограничиться констатацией главных, а также некоторых новых методических особенностей исследования.

В строении коры Карельского региона преобладают два типа пород: 1) низкоплотные, низкоскоростные гнейсы и гранитоиды и 2) значительно уступающие им по объему высокоплотные, высокоскоростные амфиболиты, образующие маломощные (от нескольких сантиметров до первых метров) линзовидные тела и слои, протягивающиеся на десятки и сотни метров, реже – до первых километров. Амфиболиты, чередующиеся с амфиболовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами, часто образуют свиты и пакки мощностью до первых километров. Метаморфическая и мигматитовая полосчатость в крыльях крупных складок, в первом приближении, имеет выдержанное простираие, чем создается подобие внутренней “стратификации” толщи в целом, которая плавно изгибается, подчиняясь контурам крупных тектонических структур. Представительное сечение подобной геологической среды было получено в результате бурения Кольской сверхглубокой скважины, которая пересекла неоархейский гнейсо-амфиболит-мигматитовый комплекс. Синтетические сейсмограммы (временные разрезы) вдоль оси Кольской сверхглубокой скважины в интервале глубин от 6842 м до 1150 м [6, 9] продемонстрировали решающую роль интерференции от маломощных прослоев при формировании картины отражений, что согласуется с выводами аналогичных исследований в других регионах (см., например, в [16]). При этом степень насыщенности разреза отражениями не имеет прямой связи с количеством и размерами геологических тел, петрофизические параметры которых обеспечивают генерацию эффективных отражений на их границах.

При геологической интерпретации сейсмических разрезов решающее значение было придано непосредственному прослеживанию геологических границ и зон тектонических нарушений, выделяемых по картине сейсмических отражений и на разрезе эффективной акустической жесткости, к дневной поверхности и сопоставлению с откартированными геологическими объектами. Было принято, что структурно квазиоднородные области (структурные домены) коры соответствуют относительно крупным тектоническим пластинам. Акустически прозрачные области и обла-

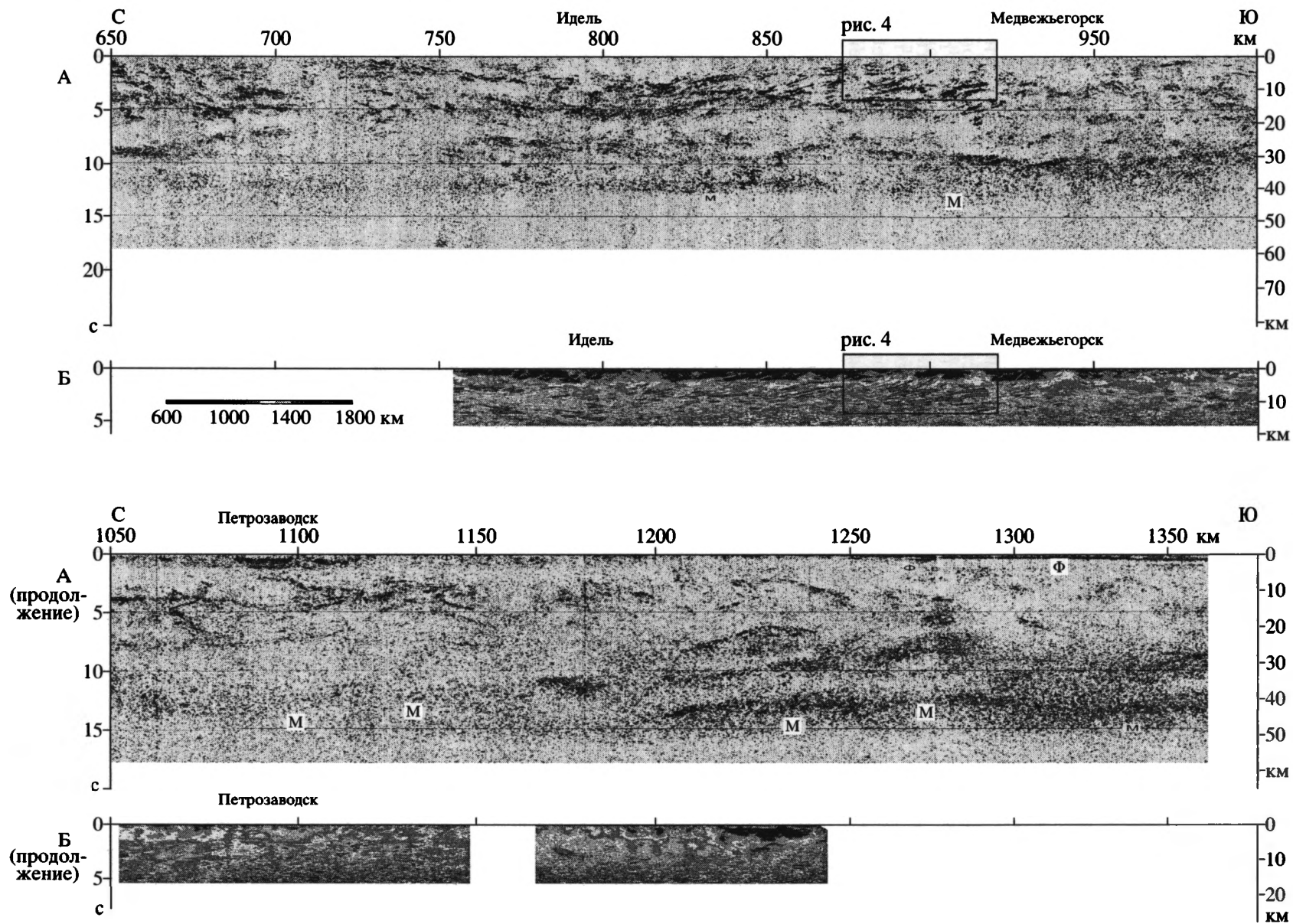


Рис. 2. Геотраверс 1-ЕВ: А – разрез МОГТ (распределение и амплитуды отражений), Б – разрез эффективной акустической жесткости. Приведена шкала в условных значениях акустической жесткости. Показано положение рис. 4

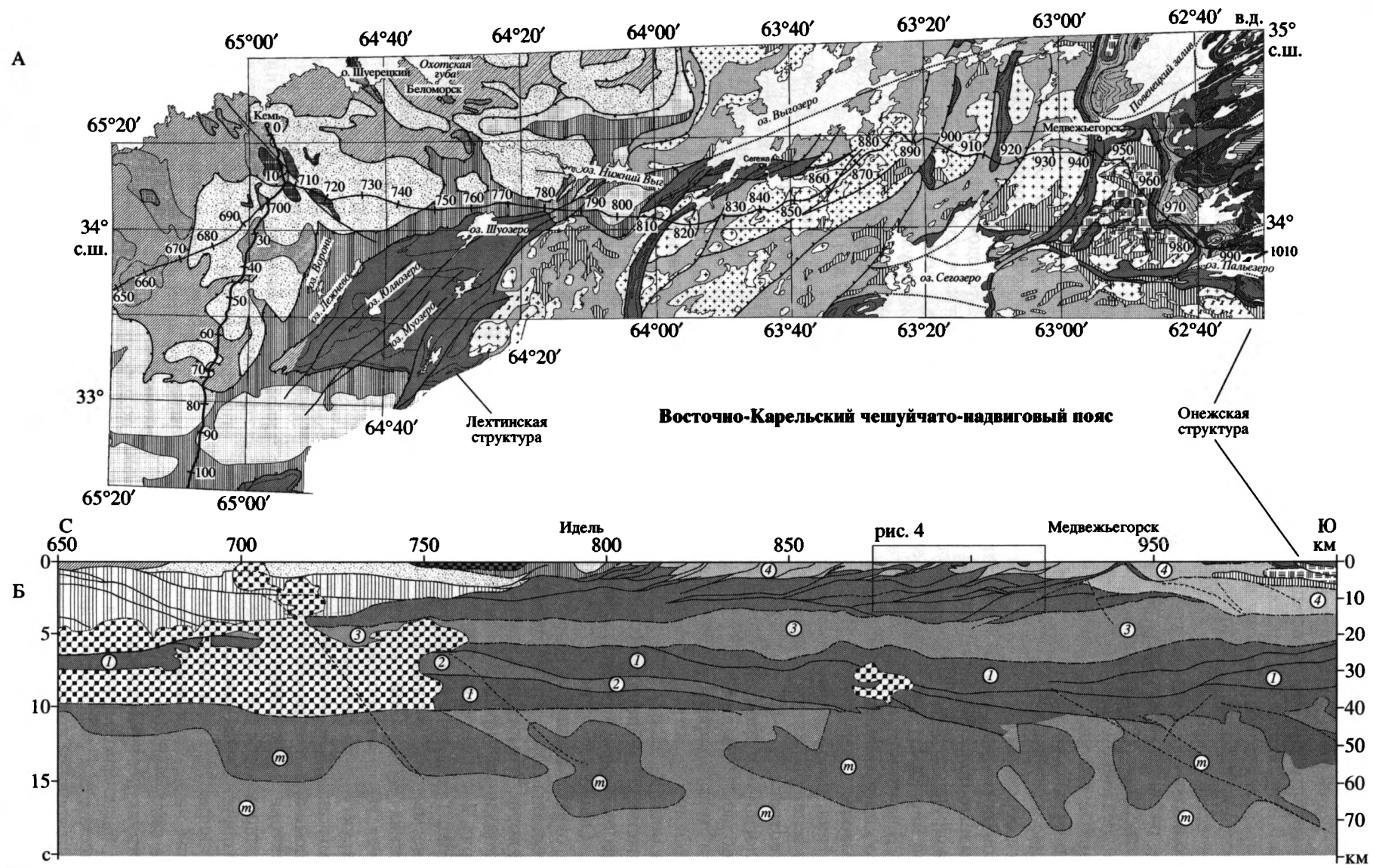
сти со слабыми отражениями, низкими и пониженными значениями акустической жесткости отвечают гранито-гнейсовым комплексам и массивам гранитоидов. Пакеты протяженных отражений в пределах полос с высокими значениями акустической жесткости были проинтерпретированы в качестве пачек переслаивающихся пород основного и кислого состава и осадочных пород. С учетом различий в морфологии пакетов они были соотнесены: 1) с породами палеопротерозойского осадочно-вулканогенного комплекса (протяженные полосы, часть которых, достигая дневной поверхности, непосредственно увязывается с палеопротерозойскими поясами и структурами); 2) с породами неархейских зеленокаменных поясов (преимущественно малопротяженные и линзовидные области). Понятно, что сопоставление, базирующееся на морфологических признаках, во многих случаях остается предположительным. В частности, корреляция данных геологического картирования и сейсмического образа коры позволила выделить протяженную зону первого типа, несомненно, отвечающую неархейскому зеленокаменному поясу (интервал 970–1250 км геотраверса 1-ЕВ, рис. 2 и 3). Важное место в геологической интерпретации занимало выделение областей, различающихся уровнем “прозрачности” (или, напротив, “отражательности”). Это позволило выделить протяженные интенсивно отражающие области, образованные пакетами сближенных субпараллельных отражений, преимущественно расположенные в нижней части коры. Обширные относительно прозрачные объекты, охватывающие значительные по вертикали интервалы коры, были оценены в качестве областей коры, “гомогенизированных” в результате “наложенных” преобразований горных пород (см. рис. 2 и 3, интервал 950–1200 км геотраверса 1-ЕВ). Тектонические нарушения, вопреки высказываемым предположениям, на картинах сейсмических отражений непосредственно не опознаются. На их размещение указывают нарушения структурного рисунка, такие, как срезание, примыкание, смещение и “притыкание” пакетов сейсмических отражений. Лишь в случаях, когда тектонические деформации сопровождались формированием зон тонкого переслаивания пород, различающихся уровнем акустической жесткости (например, амфиболитов и гнейсов), тектонические нарушения могут контрастно выделяться на сейсмическом разрезе. Данные о глубинной структуре, извлекаемые из сейсмических разрезов, были использованы для трассирования геологических тел различного типа и размера к глубинным уровням коры, в отдельных случаях – вплоть до мантии.

ДАННЫЕ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ

Исследования вдоль геотраверса 1-ЕВ составили главную составляющую эксперимента. К сожалению, выбранная трасса, привязанная к автомагистрали Санкт-Петербург–Мурманск, при пересечении территории Карелии на значительных интервалах следует близко к простиранию главных геологических структур. Напротив, профиль (рассечка) 4В протяженностью 270 км пересекает некоторые из этих структур близко к направлению “вкрест простирания”. Это значительно повысило информативность полученных материалов и облегчило задачу геологической интерпретации. Поэтому оказалось целесообразным сначала рассмотреть результаты исследований вдоль профиля 4В (здесь и далее при ссылках на результаты исследований по профилю 4В мы отсылаем читателя к работам [5, 6]), а уже затем обратиться собственно к геотраверсу 1-ЕВ. Ниже рассмотрены результаты интерпретации данных сейсмического эксперимента вдоль геотраверса 1-ЕВ в интервале от г. Кемь до г. Лодейное Поле (от 650 до 1300 км) (см. рис. 1).

Разрез МОГТ (рис. 2, А). Основание коры (раздел Мохо) четко фиксируется на глубине 40 км в северном, 41–43 км в центральном и 45–47 км в южном участке профиля. Плавной изгибающаяся кровля нижней коры прослеживается в интервале глубин 20–30 км. Раздел Мохо характеризуется существенными вариациями как по глубине, так и по строению. На северном участке, в интервале 750–830 км, он представлен четко прослеживаемой горизонтальной поверхностью на глубине 40 км, что согласуется с данными по профилю 4В, с которым геотраверс пересекается в районе пикетов 700–708 км (пикеты 12–20 км по профилю 4В, соответственно). В интервале 980–1070 км граница Мохо имеет “зубчатое” начертание и то четко прослеживается, то размывается. В интервале 1230–1300 км и далее на продолжении профиля в южном направлении раздел Мохо ясно прослеживается на глубине около 45 км, хотя и не достигает резкости, характерной для северного участка профиля. В интервале 1200–1230 км Мохо отличает “зубчатое” начертание, менее отчетливо тот же рисунок наблюдается и в интервале 860–1000 км (см. рис. 2 и 3). Структурный рисунок картины отражений в нижней коре в этих интервалах указывает на погружение в мантию фрагментов нижней коры.

Интенсивно отражающая нижняя кора с перерывами в интервалах 650–750 и 1060–1175 км прослеживается вдоль большей части разреза. Как и по профилю 4В, раздел Мохо разорван или плохо различим на участках, где нижняя кора характеризуется повышенной прозрачностью. Наиболее крупная область коры этого типа в интервале 1070–1200 км расположена непосредственно над



МИИЦ и др.

Рис. 3. Начало.

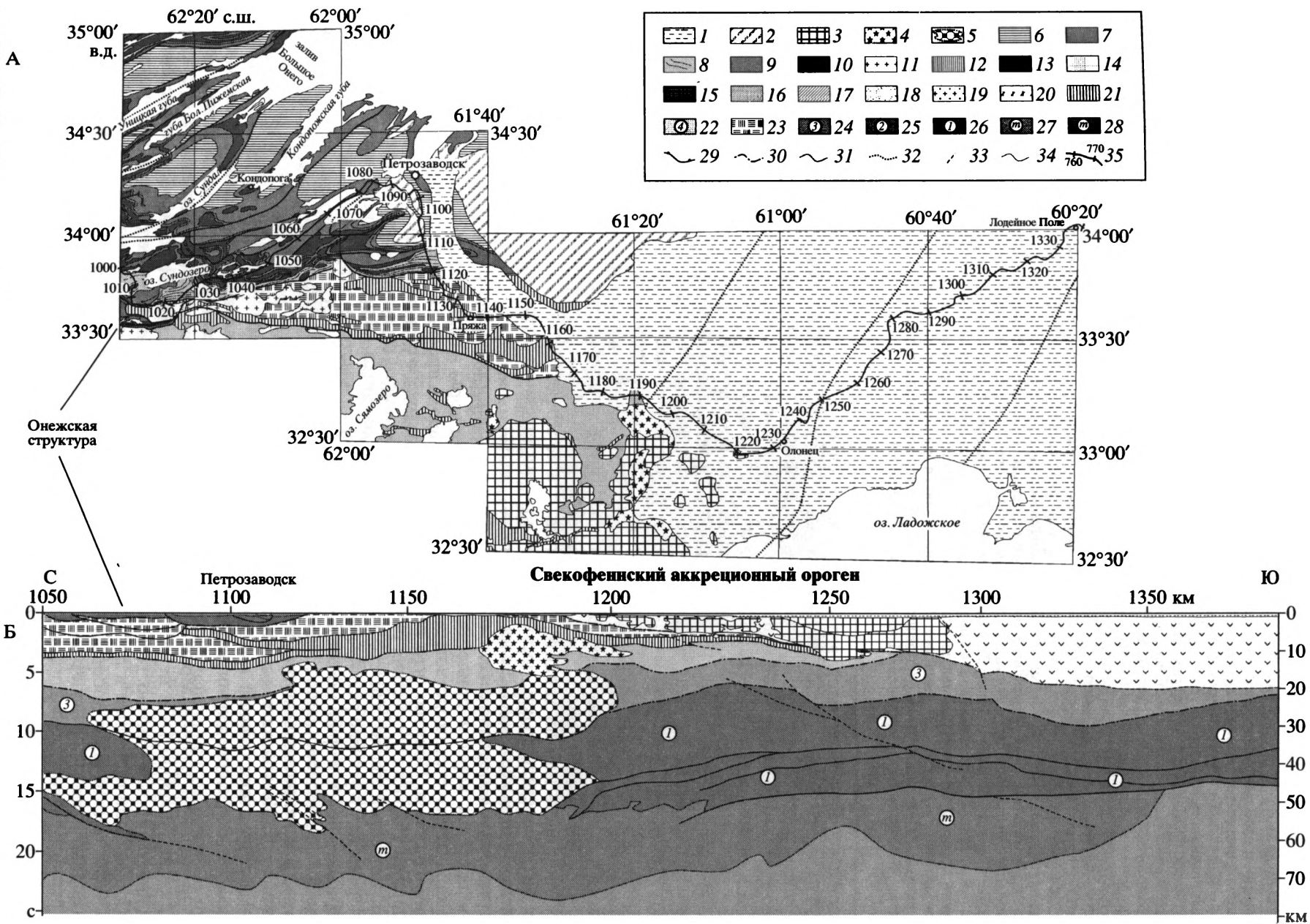


Рис. 3. Окончание.

Рис. 3. Модель геологического строения раннедокембрийской коры вдоль геотраверса 1-ЕВ (интервал 650–1350 км): А – геологическая карта, Б – геологический разрез

1 – неопротерозойско-фанерозойский осадочный чехол Восточно-Европейской платформы; 2–9 – палеопротерозой: 2 – выполнение посторогенных впадин (на карте); 3, 4 – габбро-анортозит-рапакивигранитные плутоны; 3 – гранитоиды, 4 – мафиты; 5 – гомогенизированная кора в терминах “низкая интенсивность и преимущественно неотчетливая ориентированность отражений”; 6–8 – комплексы пород Онежской структуры (на карте); 6 – туффиты, 7 – углисто-терригенные осадки, вмещающие силлы диабазов, 8 – карбонатные осадки; 9 – осадочно-вулканогенные комплексы неразделенные (в том числе комплексы пород Онежской структуры на разрезе); 10–18 – неoarхей–палеопротерозой: 10 – граноспены (на карте), 11 – граниты (на карте), 12–18 – Беломорский комплекс: 12–14 – Ковдозерская пластина; 12 – осадочно-вулканогенные комплексы неoarхейского и палеопротерозойского возраста неразделенные, 13 – кислые метавулканы, в том числе метагнимбриты (на разрезе), 14 – гранито-гнейсы и мигматиты; 15 – высокоглиноземистые гнейсы (Чупинский покров), 16, 17 – биотит-амфиболовые гнейсы, подчиненно амфиболиты (16) и амфиболиты (17) (Хеталамбинский покров), 18 – биотитовые гнейсы, гранито-гнейсы, граниты (Нижнебеломорская пластина); 19–24 – неoarхей: 19 – гранито-гнейсы микроклин-плагноклазовые (на карте), 20 – диориты (на карте), 21–25 – гранит-зеленокаменные комплексы: 21 – зеленокаменные пояса (сланцы, гнейсы, амфиболиты), 22–25 – гранито-гнейсы и мигматиты: 22 – Центрально-Карельского комплекса, образующие тектоническое переслаивание с палеопротерозойским осадочно-вулканогенным комплексом (Восточно-Карельский чешуйчато-надвиговый пояс), принадлежащие тектоническим пластинам: 23 – Водлозерской, 24 – Западно-Карельской (на разрезе) и 25 – Кухмо-Суомусалми (на разрезе); 26 – нижняя кора (на разрезе), предположительно гранулиты и породы палеопротерозойской океанической коры; 27, 28 – верхняя мантия (на разрезе): 27 – акустически прозрачная, 28 – неравномерно отражающая (коро-мантийная смесь); 29–33 – разломы: 29 – сдвига-надвиги (на карте), 30–33 – на разрезе: 30–32 – сдвига-надвиги: 30 – главные, 31 – второстепенные и предполагаемые, 32 – под осадочным чехлом, 33 – сбросы; 34 – литологические границы; 35 – трасса сейсмопрофиля. Показано положение рис. 4

направленными навстречу одна другой зонами погружения в мантию пластин нижней коры. Примечательной особенностью коры в пределах этого интервала является ее гомогенизация в терминах “акустическая прозрачность” и “низкая интенсивность и преимущественно неотчетливая ориентированность отражений”. Верхняя граница “гомогенизированной” области коры, замещившей и объединившей пластины, слагавшие нижний и средний уровни коры, располагается на глубине 15–20 км, нижняя граница, точнее, зона плавного перехода в мантию, неотчетливо прослеживается на глубине около 55 км. Подстилающая эту зону часть мантии характеризуется неравномерно распределенными, частью довольно интенсивными отражениями. В целом в пределах рассматриваемого интервала сейсмический образ среды в пределах коры и прилегающей части мантии характеризуется сходством и удивительной однородностью. Понятно, что речь идет об однородности в смысле отсутствия резких градиентов акустической жесткости, что указывает, в свою очередь, на отсутствие резких изменений состава горных пород, который может постепенно и направленно или незакономерно изменяться в пределах отмеченного интервала глубин (разрез эффективной акустической жесткости вдоль геотраверса 1-ЕВ ограничен глубиной 18 км, что не позволяет сделать более определенные заключения).

Второй крупный разрыв Мохо в интервале 650–750 км по профилю 1-ЕВ не связан с погружением нижней коры в мантию. Признаки подобного разрыва были отмечены и при характеристике восточного окончания профиля 4В в области его пересечения с геотраверсом 1-ЕВ. Там также было отмечено приближение коровых “слоев” к Мохо, резкое утонение нижнекорового

“слоя” и появление отражений в прилегающей части мантии. Практически повсеместно области разрывов Мохо и нижнекорового “слоя” в той или иной степени сопровождаются ростом числа отражений в прилегающей части мантии. Как и на профиле 4В, рисунок отражений позволяет, с определенными оговорками, трассировать в мантию фрагменты коро-мантийного раздела (Мохо) и границы элементов расслоенности коры. Согласованность сейсмических образов, отмеченная наблюдениями по независимо отработанным профилям, является важным свидетельством того, что мы фиксируем реальное природное явление, а не эффекты, так или иначе связанные с технологическими условиями сейсмического эксперимента.

Распределение отражений в средней и верхней части коры в целом подобно картине, наблюдаемой вдоль профиля 4В. Границы структурных доменов рисуют плавно изогнутые линии, фиксируя особенности строения коры. Важной особенностью является наличие протяженных (до первых сотен километров) структурных доменов мощностью от 1–2 до 5–6 км, образованных зонами интенсивных параллельных отражений, которые в отдельных участках группируются в пакеты еще более значительной мощности (см. рис. 2 и 3).

Разрез эффективной акустической жесткости (см. рис. 2, Б) является источником исключительно важной и детальной информации о структуре верхней части коры и составе образующих ее элементов. Особый интерес представляет интервал от 800 до 950 км геотраверса (рис. 4, см. рис. 2, 3), где непосредственно около дневной поверхности размещен “слой” мощностью около 5 км, образованный породами низкой и пониженной жесткости. Он подстилается пакетом пластинообразных

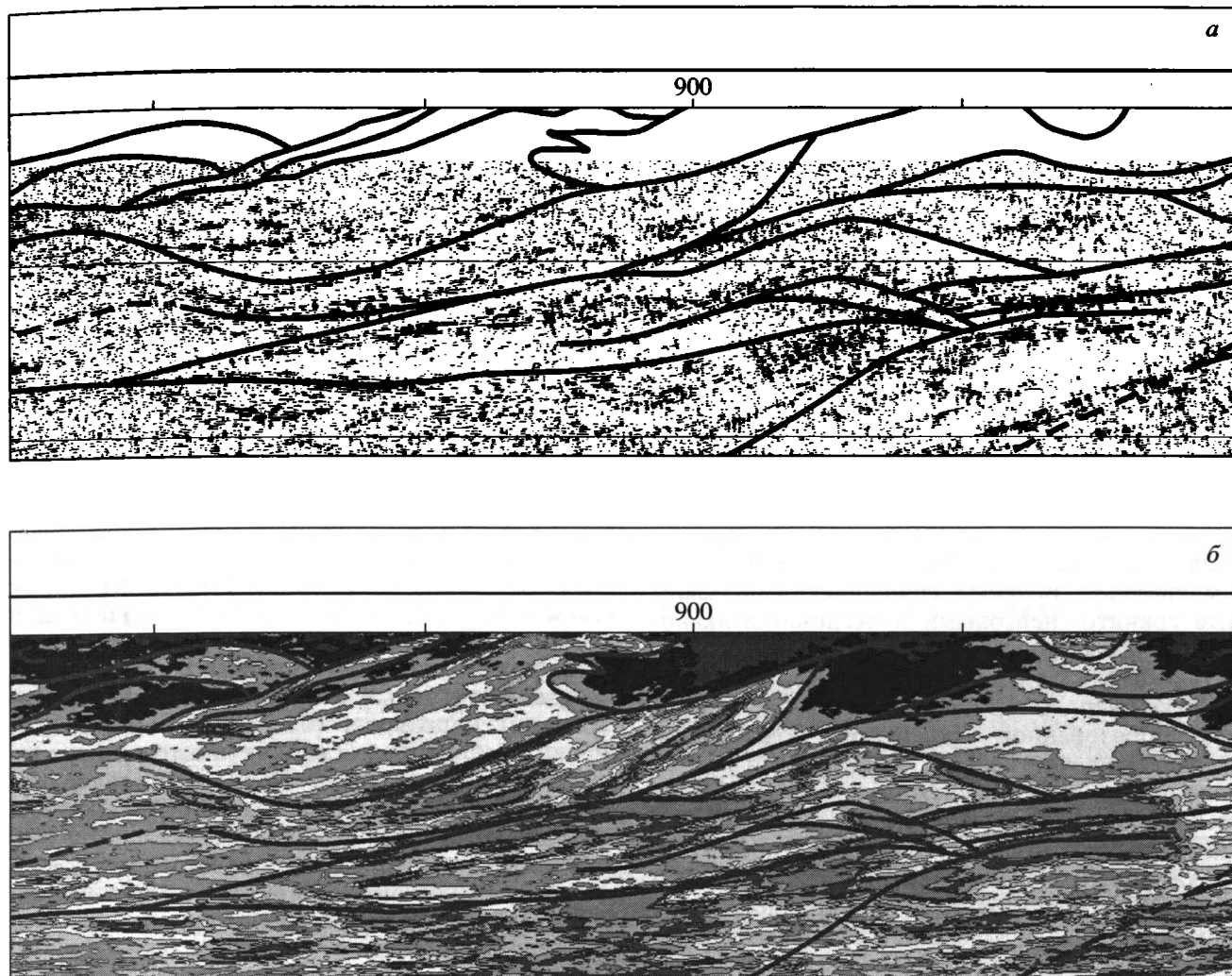


Рис. 4. Увеличенное изображение фрагмента сейсмического разреза (см. рис. 2 и 3), демонстрирующего особенности картины сейсмических отражений (а) и распределения эффективной акустической жесткости (б) в области чешуйчато-надвиговой структуры палеопротерозойского осадочно-вулканогенного и неогарейского гранито-гнейсового комплексов

объектов высокой и повышенной жесткости мощностью от 0.5 до 1.5 км при суммарной мощности пакета 10–15 км. Оба типа разреза структурно взаимосвязаны.

Структурно-геологическая интерпретация. Нижнекоровый “слой” характеризуется мощностью, изменяющейся от 15 до 30 км. В интервалах 980–1070 км и 1200–1230 км структурный рисунок свидетельствует об изгибании и наклонном погружении отдельных тонко расслоенных пластинообразных фрагментов коры в мантию, где они достигают глубины 52–55 км. В отдельных случаях удается проследить отражения, фиксирующие погружение пластин нижней коры в мантию, их дезинтеграцию и “растворение” в последней до глубины около 60 км (см. рис. 2 и 3). При этом в северном участке профиля нижняя кора погружается в южном, тогда как в южном конце – в проти-

воположном, северном, направлении. Особенности нижней границы коры (раздела Мохо) указывают на значительные латеральные перемещения вдоль этого раздела, сопровождавшиеся деформациями нижнекоровых и мантийных пород и погружением (субдукцией) расслаивающейся коровой пластины. В интервале 750–850 км геотраверса 1-ЕВ нижнекоровая пластина включает пластинообразное “прозрачное” тело мощностью 3–4 км. Сопоставление с разрезом по профилю 4В позволяет предполагать, что его можно сопоставить с тектонической пластиной, образованной гранит-зеленокаменным комплексом Кухмо-Суомуссалми, непосредственно перекрывающей нижнюю кору вдоль профиля 4В и постепенно выклинивающейся к восточному концу этого профиля (см. рис. 3 и 4 в [6]).

В северной и центральной части геотраверса нижняя кора перекрыта преимущественно прозрачной коровой пластиной, отчетливо ограниченной как сверху, так и снизу. Сейсмический образ и положение в разрезе коры позволяют уверенно сопоставить ее с коровой пластиной, образованной породами Западно-Карельского гранит-зеленокаменного комплекса, выделенной на разрезе по профилю 4В. Ее строение характеризуется чередованием участков выдержанной мощности, порядка 7–8 км, и раздувами, где мощность достигает 10–12 км. Нижняя граница пластины полого срезает элементы расслоенности нижней коры, что указывает на тектоническую природу этой границы. В интервале 930–1300 км в верхней части разреза коры выделяется еще одна пластина, мощностью 15–20 км, постепенно выклинивающаяся к южному концу профиля. Эта пластина сопоставляется с Водлозерским гранит-зеленокаменным комплексом, образованным наиболее древними на Фенноскандинавском щите гранито-гнейсовыми и осадочно-вулканогенными ассоциациями. Примечательной особенностью является размещение в основании пластины четко очерченной зоны интенсивных отражений, образованной породами повышенной акустической жесткости. С некоторыми осложнениями эта зона прослеживается в интервале 975–1250 км, достигая протяженности 200 км. Она уверенно сопоставляется с Маньгинским зеленокаменным поясом Центрально-Карельской зоны, протягивающимся в субмеридиональном направлении вдоль западной границы палеопротерозойской Онежской структуры на протяжении 100 км и круто погружающимся в восточном направлении (см. рис. 1, 2 и 3). Южное продолжение этого пояса перекрыто платформенным осадочным чехлом. Необходимо специально подчеркнуть, что пологое начертание зоны отражений на разрезе связано исключительно с расположением геотраверса – под острым углом к преобладающему простиранию зеленокаменных поясов. Сопоставление глубины размещения зоны и удаления линии разреза от предполагаемого выхода зоны к дневной поверхности позволяет оценить усредненный угол падения \approx в 20° . Близ поверхности зеленокаменный комплекс залегает более круто и постепенно выполаживается с глубиной. В интервале 1120–1190 км геотраверс следует непосредственно вдоль системы зеленокаменных поясов, чем определяется расширение и одновременное “расплывание” зоны отражений, наблюдаемых в интервале глубин от поверхности до 10 км. Водлозерская пластина погружается к южному концу профиля, скрываясь под образованиями ладожской серии, участвующими в строении Свекофеннского орогена. Ее верхняя кромка довольно быстро достигает глубины 15 км.

Строение верхнего уровня коры характеризуется наибольшей сложностью. В северной части геотраверса 1-ЕВ (пикеты 650–780 км) разрез пересекает структурно-вещественные комплексы Беломорской провинции. В согласии с данными по профилю 4В на разрезе удается выделить образования, принадлежащие Ковдозерской, Хеталамбинской и Нижнебеломорской пластинам, а также подстилающим комплексам пород, не достигающим уровня дневной поверхности. Сопоставляя особенности залегания пакета пластин и их морфологии на обоих профилях, мы приходим к заключению о северо-западном направлении тектонического транспорта (в современных координатах) в период надвигообразования.

Особый интерес вызывает структура верхней части коры, принадлежащей Восточно-Карельскому чешуйчато-надвиговому поясу, в интервале 800–940 км вдоль геотраверса 1-ЕВ (структурные особенности и предполагаемая природа этого пояса рассмотрена в [6]). Выразительный рисунок сейсмических отражений и разреза эффективной акустической жесткости демонстрируют удивительно отчетливую картину, позволяя идентифицировать отдельные чешуи, образованные породами палеопротерозойского вулканогенно-осадочного и неоархейского гранито-гнейсового комплексов (см. рис. 2–4). Последовательное взаимное перекрытие отдельных чешуй и пакетов, образованных породами обоих комплексов, свидетельствует об их размещении в процессе тектонических перемещений в южном направлении (в современных координатах). Строение верхней части коры в южной части рассматриваемого фрагмента геотраверса характеризуется покровно-надвиговым строением северной вергентности. Совмещение обоих направлений тектонического транспорта зафиксировано в районе пикетов 940–945 км, где профиль пересекает две сближенных полосы базальтовых лав. В промежутке между ними обнажены гранитоиды и мигматиты неоархейского возраста. Анализ картины сейсмических отражений и разреза эффективной акустической жесткости указывают на размещение обеих полос в области антиклинального перегиба тектонических пластин, перемещавшихся навстречу одна другой. Примечательно, что увеличение мощности верхней коры, непосредственно связанное со скучиванием тектонических чешуй, пространственно совпадает с областью утолщения нижней коры и погружения ее фрагментов в мантию (см. рис. 2 и 3).

Характер и положение границы между Восточно-Карельским чешуйчато-надвиговым поясом и пакетом тектонических пластин Беломорской провинции несколько отличаются от наблюдаемых на профиле 4В. В частности, в субмеридиональном сечении геотраверсом 1-ЕВ область в основании пакета пластин, принадлежащих Бело-

морской провинции, выглядит прозрачной, что указывает на проявление наложенных процессов, результатом которых стало изменение и выравнивание состава пород, слагающих эти пластины. Сопоставление особенностей залегания пограничной зоны на обоих профилях указывает на юго-западное направление тектонического транспорта (в современных координатах) в период надвигообразования. Таким образом, более раннее (неоархейское?) тектоническое событие, результатом которого стало формирование покровно-надвиговой структуры Беломорской провинции, и более позднее (палеопротерозойское) событие, определившее формирование Восточно-Карельского чешуйчато-надвигового пояса, по крайней мере, частично, протекали в различных полях напряжений.

Начиная с 960 км и вплоть до 1120 км, профиль пересекает палеопротерозойскую Онежскую структуру, которая традиционно интерпретируется в качестве мульды или рифтогенной впадины, выполненной комплексом осадочных и вулканических пород. К сожалению, геотраверс был пройден в стороне от осевой части “впадины” – вдоль ее северо-западной и западной окраин. К тому же сложная S-образная трасса создает дополнительные трудности для интерпретации, поэтому участок разворота геотраверса в интервале 1000–1050 км на разрезах (см. рис. 2 и 3) не показан. На разрезе отчетливо фиксируется комплекс пород Онежской структуры, подошва которой по мере перемещения к оси структуры достигает глубины порядка 3 км. Для области коры, непосредственно залегающей под вулканогенно-осадочным комплексом, характерно деление на блоки линзовидного сечения, воздымающиеся к северному концу профиля. Структурный рисунок позволяет рассматривать их в качестве сечений тектонических пластин, надвигавшихся к северу или, напротив, погружавшихся к югу. В целом геологическая карта и особенности глубинного строения позволяют предполагать, что Онежская “впадина” в действительности образована системой тектонических покровов, перемещавшихся в северо-северо-западном направлении. Единичные покровы образуют своеобразные “языки” или “лопасти” синформного строения, разделенные узкими гребневидными антиклиналями, вдоль осей которых протягиваются сдвиговые нарушения. Это позволяет интерпретировать Онежскую структуру, в целом, в качестве фрагмента (эрозионного останца) перемещенного на неоархейский Карельский кратон крупного тектонического покрова, образованного осадочно-вулканогенными комплексами осложненной рифтогенезом палеопротерозойской пассивной окраины.

Наконец, южный конец профиля, приблизительно от 1190 км, пересекает моноклинально погружающиеся в южных румбах вулканогенно-

осадочные ассоциации Свекофеннского аккреционного орогена, интродуцированные гранитами-рапакиви, которые отчетливо фиксируются низкими значениями акустической жесткости. По мере продвижения в пределы Свекофеннского орогена мощность палеопротерозойского вулканогенно-осадочного комплекса возрастает, его подошва погружается до глубины 15 км к пикету 1300 км и далее достигает глубины 20 км в районе пикета 1400 км. Параллельно происходит постепенное воздымание нижнекоревой пластины с перемещением раздела Мохо с глубины 50–53 км до уровня 45–46 км. В результате Водлозерская тектоническая пластина к пикету 1400 км (за пределами разреза, приведенного на рис. 2 и 3) полностью выклинивается.

ОБСУЖДЕНИЕ

Нижняя кора, мантия, раздел Мохо. Результаты сейсмического эксперимента свидетельствуют о существовании в пределах исследованного региона двух нижнекоревых фрагментов. Первый из них, наблюдаемый вдоль расщелки 4В и большей части геотраверса 1-ЕВ, образует основание коры Карельского кратона. Второй, пересеченный южным отрезком геотраверса 1-ЕВ, подстилает кору Свекофеннского орогена.

Интенсивно отражающая нижняя кора Карельского кратона представляет собой тектоническую пластину, ограниченную снизу разделом Мохо. До настоящего времени остаются дискуссионными оценки состава нижней коры и природы границы Мохо под докембрийскими щитами. Геофизические данные и результаты изучения глубинных ксенолитов свидетельствуют, что нижняя кора образована преимущественно породами основного состава, подвергшимися метаморфизму в условиях гранулитовой и, отчасти, эклогитовой фации (см., например, [18]). Нижняя кора Беломорской области охарактеризована ксенолитами, заключенными в девонских лампрофировых и кимберлитовых дайках и трубках, размещенных по берегам Кандалакшского залива. Погружение коры Карельского кратона под геологические структуры Беломорской провинции позволяет предполагать, что дайки и трубки опробуют именно этот фрагмент нижней коры и подстилающую мантийную область. Анализ информации, полученной в результате изучения глубинных ксенолитов, показал, что нижняя кора и верхняя мантия (по крайней мере, до внутримантийного раздела, выявленного исследованиями вдоль профиля 4В на глубине ~60 км) образованы гранулитами основного состава, с некоторого уровня – при участии шпинелевых перидотитов. Мантийные ультрамафиты без существенного участия основных пород, вероятно, размещены ниже названного раздела. Для нижнекорового комплекса

характерны вещественная расслоенность и участие пород, достаточно сильно различающихся уровнем акустической жесткости. В свою очередь, верхнемантийный комплекс по профилю 4В образован относительно однородными эклогитами или сочетанием эклогитов и шпинелевых перидотитов, границы между которыми не создают значительных отражений. Глубина размещения “нижнекоровых” пород основного состава в современной литосфере Беломорской области составляет не менее 50 км, при том, что глубина Мохо по данным ГСЗ (верхняя граница области распространения высокоплотных и высокоскоростных эклогитов и ультрамафитов) не превышает ~40 км [6, 7]. Утонение нижней коры в направлении погружения всего ансамбля тектонических пластин к восточному концу профиля 4В указывает на крупномасштабные тектонические перемещения и деформацию нижнекорового слоя, сопровождавшиеся относительно небольшими смещениями вдоль раздела Мохо. Еще более отчетливая картина, свидетельствующая о субдукции нижней коры в мантию, выявлена вдоль геотраверса 1-ЕВ (см. рис. 3).

Сейсмические образы нижней коры Свекофеннского орогена и Карельского кратона, в принципе, аналогичны. Однако наблюдаемое на разрезе сближение нижнекоровой пластины и осадочно-вулканогенного комплекса Свекофеннского орогена, слагающего верхнюю часть коры, а также общие геологические соображения позволяют предполагать, что формирование нижнекорового и верхнекорового комплексов в этом случае протекало взаимосвязанно. Поэтому естественным является предположение о том, что нижняя кора Свекофеннского орогена полностью или частично образована породами океанической коры Свекофеннского океана, субдуцировавшей в мантию к концу палеопротерозоя.

Строение и структурная эволюция коры. Выше было показано, что кора Карельского кратона и Беломорской области образована последовательностью тектонических пластин варьирующей мощности, которые погружаются, преимущественно, в восточном, а в южной части кратона – в юго-восточном направлении. Тектонический ансамбль Восточно-Карельского чешуйчато-надвигового пояса отделен от подстилающей пластины пологой поверхностью, которую можно рассматривать в качестве поверхности главного срыва (детachment). Эта поверхность преимущественно располагается на глубине 10–15 км, погружаясь в области пересечения геотраверса и расщелки 4В до 27 км. Морфология деформированных тектонических пластин в коре восточной части Карельского кратона явилась результатом чешуирования и надвигания этих пластин в западном и юго-западном направлениях. Тектонический транспорт, по-видимому, сопровождался повторным

возникновением разломов взбросо-надвигового типа и формированием структурных дуплексов. Простираение неоархейских зеленокаменных поясов указывает на то, что допалеопротерозойская конфигурация Карельского кратона определялась субмеридиональными (в современных координатах) границами. Тектонические перемещения палеопротерозойского времени были ориентированы под некоторым углом к границам неоархейского континента. Этим определялись значительные сдвиговые деформации границ тектонических пластин, которые не удается зафиксировать при анализе сейсмических данных. Тем не менее эти нарушения отчетливо “прочитываются” на геологических картах, в частности, непосредственно к востоку от трассы 1-ЕВ в интервале 810–860 км (см. рис. 3, А).

Подстилающая область коры образована тектоническими пластинами гранит-зеленокаменных комплексов (Кухмо-Суомуссалми, Западно-Карельской и Водлозерской) и нижнекоровой пластиной.

Геодинамическая эволюция. Существующие представления о последовательности формирования осадочных и вулканогенных ассоциаций палеопротерозойских поясов Карельского кратона не имеют пока достаточного геохронологического обоснования. Отнесение части из них к началу или к средней части палеопротерозоя (соответственно, сумий-сариолий и ятулий-людиковий) базируется на межрегиональных и стратиграфических корреляциях, которые в значительной степени опираются на предположения о синклинальном строении палеопротерозойских поясов. Вывод об иных структурных формах этих поясов должен повлечь за собой перестройку этих представлений. Актуальность проблемы подтверждается выявлением вулканических ассоциаций, близких океаническому и островодужному типам в пределах рассматриваемых поясов. Как было показано ранее [5, 6], структурные особенности Восточно-Карельского чешуйчато-надвигового пояса позволяют рассматривать его в качестве одного из элементов коллизионной зоны, сформированной в процессе объединения Беломорского и Карельского фрагментов ранее существовавшего суперконтинента после закрытия Восточно-Карельского океана. С другой стороны, участвующие в строении палеопротерозойских поясов кварциты и аркозовые песчаники указывают на обстановки осадконакопления, характерные для внутриплитных бассейнов или пассивных окраин. Эти данные могут быть согласованы в рамках модели последовательной эволюции рифтогенного эпиконтинентального бассейна, инициированного активностью суперплюма около 2.5 млрд. лет назад [17]. Перемещение коровых пластин к западу и юго-западу, чешуирование и скупивание коры явились следствием коллизии частично разделенных фрагмен-

тов неoarхейского континента. В результате разнотипные горно-породные ассоциации оказались многократно совмещены между собой и с тектоническими пластинами неoarхейского основания.

В свою очередь, представления о геологической истории Свекофеннской окраины Карельского кратона в настоящее время достаточно хорошо обоснованы и детально разработаны. Имеющимися моделями предполагается существование пассивной окраины Свекофеннского океана по обрамлению Карельского кратона в начале раннего палеопротерозоя. Результатом последовавших в конце палеопротерозоя процессов субдукции стало преобразование пассивной окраины, формирование островодужных террейнов, последующая аккреция островодужных и океанических террейнов к окраине Карельского кратона и в итоге – формирование Свекофеннского аккреционного орогена.

В результате последовавшей коллизии островодужных террейнов и Карельского кратона Свекофенские верхнекоровые комплексы были отделены от погружающегося океанического “фундамента” и надвинуты на окраину кратона. Подобные структуры получили образное название “пасти крокодила”. К аналогичному заключению приводят результаты интерпретации сейсмических данных по профилям, пересекающим границу Свекофеннского орогена в акватории Ботнического залива, выполненным в рамках эксперимента VABEL (см., например, в [19]). За коллизионным утолщением коры, по-видимому, последовали процессы растяжения, связанные с гравитационным коллапсом горного сооружения. Возможно, осадочно-вулканогенные комплексы Онежской структуры формировались в связи с процессами этого типа и уже затем были перемещены на поверхность Карельского кратона.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Перечислим главные выводы о глубинном строении и эволюции Карельского кратона и юго-востока Фенноскандии щита в целом, опираясь на модели коры и верхней мантии, полученные на основе интерпретации сейсморазведочных данных по геотраверсу 1-ЕВ и расщелке 4В.

1. Раннедокембрийская кора Карельской гранит-зеленокаменной области, вмещающей ряд палеопротерозойских осадочно-вулканогенных поясов, Беломорской провинции и юго-восточной области Свекофеннского аккреционного орогена, характеризуется наклонной структурной расчлененностью. Она образована сочетанием покровно-надвиговых и надвиго-поддвиговых структурных ансамблей, формирование которых происходило как в палеопротерозое, так и в неoarхее.

2. В исследованной области Карельского кратона неoarхейская кора образована последовательностью тектонических пластин, снизу вверх:

– нижнекоровая пластина, образованная преимущественно гранулитами, сформированными в результате высокотемпературного метаморфизма ювенильных палеопротерозойских пород и более древней неoarхейской коры;

– пластины, образованные неoarхейскими гранит-зеленокаменными комплексами (Кухмо-Суомуссалми, Западно-Карельским и Водлозерским).

3. Палеопротерозойскими осадочно-вулканогенными ассоциациями сложена система моноклинально погружающихся тектонических пластин. Для обширной области, образованной тектонически совмещенными и чередующимися в разрезе коры палеопротерозойскими и неoarхейскими комплексами, было предложено название “Восточно-Карельский чешуйчато-надвиговый пояс”. Возникновение подобных структур возможно лишь в результате широкомасштабных латеральных перемещений, характерных для коллизионной обстановки. Этот вывод противоречит сохраняющимся до настоящего времени представлениям о палеопротерозойских поясах Карелии как о рифтогенных депрессиях.

4. Коллаж тектонических пластин, образующих кору Карельского кратона, перекрыт покровно-надвиговым ансамблем Беломорского пояса.

5. Раздел Мохо представляет собой мощную зону тектонического течения и перемещения крупных пластин коры, сопровождавшихся погружением (субдукцией) отдельных фрагментов коры в мантию. Нижняя кора Карельского кратона, погружающаяся под структуры Беломорской провинции, и подстилающая часть верхней мантии имеют мафитовый состав (гранатовые гранулиты и эклогиты, возникшие в результате высокотемпературного метаморфизма габбро и габбро-анортозитов), возможно, при участии шпинелевых перидотитов, начиная с некоторой глубины. Нижняя кора Свекофеннского орогена полностью или частично образована породами океанической коры, субдуцировавшей в мантию к концу палеопротерозоя.

6. Мощность коры заметно варьирует, составляя: под центральной частью Карельского кратона – от 36–37 км в сечении профилем 4В, до 40 км в пределах Восточно-Карельского чешуйчато-надвигового пояса, под Беломорским поясом – 39–40 км, в юго-восточной части кратона в пограничной области со Свекофеннским аккреционным орогеном – до 45–47 км. Кора максимальной мощности расположена непосредственно над направленными навстречу одна другой зонами погружения в мантию пластин нижней коры. Особенностью коры в пределах этого интервала на глубинах от 15–20 до 55 км является ее гомогени-

зация в терминах “акустическая прозрачность” и “низкая интенсивность и преимущественно неотчетливая ориентированность отражений”. Раздел Мохо в этом интервале представлен зоной плавного перехода в мантию, подстилающая часть мантии отличается наличием неравномерно распределенных, частью довольно интенсивных отражений, которые, возможно, связаны с погруженными фрагментами коры.

7. Начало формированию последовательности тектонических пластин было положено в неоархее процессами последовательной аккреции островодужных и океанических террейнов к древнему ядру Карельского кратона. В свою очередь, согласно ранее предложенному заключению [6, 17], палеопротерозойская эволюция включала: инициальные процессы под воздействием суперплюма (андерплейтинг базитовых магм, высокотемпературный метаморфизм ювенильных палеопротерозойских и ранее существовавших неоархейских горных пород и формирование рифтогенных бассейнов), частичное преобразование рифтогенных бассейнов в океаны Красноморского типа, их последующее закрытие, коллизию континентальных фрагментов и сопряженное формирование покровно-надвиговых и чешуйчато-надвиговых структурных ансамблей, коллапс коллизионного орогена. Свекофенские верхнекоровые комплексы в результате коллизии островодужных террейнов и Карельского кратона были отделены от океанического фундамента и надвинуты на окраину кратона.

8. Модели строения и эволюции раннедокембрийской коры, охарактеризованные выше, существенно меняют сформированные ранее представления о коре юго-востока Фенноскандии как сочетании блоков с субвертикальными боковыми ограничениями и индивидуализированным характером внутренней расслоенности. Вполне очевидно, что размещение полого наклонных границ на дневной поверхности определяется уровнем эрозионного среза и, следовательно, эти границы не могут быть приняты в качестве ограничений “тектонических блоков” в традиционном понимании.

Выявление охарактеризованных выше особенностей глубинной структуры юго-востока Фенноскандии позволяет существенно повысить обоснованность моделей геодинамической эволюции коры. Детальное рассмотрение этого вопроса выходит за рамки данной публикации. Подчеркнем лишь главный вывод: особенности глубинного строения коры юго-востока Фенноскандии свидетельствуют о формировании ее структуры в условиях широкомасштабных латеральных перемещений пластинообразных фрагментов коры, характерных для коллизионных процессов в рамках модели тектоники плит.

Следует также признать, что составленные ранее (до получения информации по профилям МОВ-ОГТ) геологические карты опираются в определенной степени на устаревшие представления о глубинном строении коры юго-востока Фенноскандинавского щита. Сопоставление геологических карт с вновь полученными данными о глубинном строении региона свидетельствует о необходимости корректировки ранее составленных карт, которая должна коснуться как начертания отдельных геологических границ, так и (в преобладающей степени) трактовки геологической позиции и структурных соотношений геологических комплексов. Новые представления необходимо использовать также и для переоценки минерагенических перспектив рассматриваемой территории.

Исследования выполнены в рамках Федеральной программы МПР России по созданию сети опорных геофизических профилей. Совершенствованию геологической интерпретации способствовало участие авторов в рабочих совещаниях по проекту СВЕКАЛАПКО программы ЕВРОПРОБА.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берзин Р.Г., Сулейманов А.К., Заможняя Н.Г., Андрищенко Ю.Н., Ступак В.М. Геофизические исследования по региональному профилю 4В СВЕКАЛАПКО // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь–Калевала. Петрозаводск: Карел. НЦ РАН, 2001. С. 39–63.
2. Васильев С.А., Урунов А.К. Новые возможности изучения скорости распространения сейсмических волн и строения среды по наблюдениям во взаимных точках // Прикладная геофизика. 1978. Вып. 92. М.: Недра. С. 3–16.
3. Докембрийская геология СССР / Ред. Д.В. Рундквист, Ф.П. Митрофанов. Л.: Наука, 1988. 455 с.
4. Кольская сверхглубокая / Ред. Е.А. Козловский. М.: Недра, 1984. 490 с.
5. Минц М.В., Берзин Р.Г., Заможняя Н.Г., Ступак В.М., Сулейманов А.К., Бабарина И.И., Конилов А.Н. Строение и эволюция коры и верхней мантии восточной части Балтийского щита: геологическая интерпретация сейсморазведочных материалов по профилю 4В // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь–Калевала. Петрозаводск: Карел. НЦ РАН, 2001. С. 157–190.
6. Минц М.В., Берзин Р.Г., Сулейманов А.К., Заможняя Н.Г., Ступак В.М., Конилов А.Н., Злобин В.Л., Каулина Т.В. Глубинное строение раннедокембрийской коры Карельского кратона, юго-восток Фенноскандинавского щита: результаты исследований вдоль профиля 4В // Геотектоника (в печати).
7. Минц М.В., Ветрин В.Р., Конилов А.Н. Эволюция, строение и термальная структура коры Лапландско-Беломорской области в раннем протерозое:

- интеграция результатов геологического и петрологического изучения Лапландских гранулитов и глубинных ксенолитов и данных сейсмического профилирования // Материалы 1-го Всероссийского петрографического совещания. Сыктывкар: Коми НЦ РАН, 2000. Т. 4. С. 168–170.
8. Минц М.В., Глазнев В.Н., Конюков А.Н., Кунина Н.М., Никитичев А.П., Раевский А.Б., Седых Ю.Н., Ступак В.М., Фонарев В.И. Ранний докембрий северо-востока Балтийского щита: палеогеодинамика, строение и эволюция континентальной коры. М.: Научный мир, 1996. 287 с.
 9. Минц М.В., Ступак В.М. Методические подходы к геологической интерпретации сейсморазведочных материалов, характеризующих глубинное строение кристаллической коры вдоль профиля 4В // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь–Калевала. Петрозаводск: Карел. НЦ РАН, 2001. С. 144–156.
 10. Новые методы, системы обработки и интерпретации сейсморазведочной информации на ЭВМ / Ред. В.А. Дядюра // Докл. Школы-семинара Ассоц. разработчиков и пользователей компьютерных технологий интегрированной обработки и интерпретации геол.-геофиз. данных. Тюмень, 7–12 октября, 1991 г. М.: МГП “Геоинформмарк”, 1992. 145 с.
 11. Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Баренц регион / Ред. Ф.П. Митрофанов, Н.В. Шаров. Апатиты: Кольский НЦ РАН, 1998. Ч. 1. 236 с.
 12. Сейсмогеологическая модель литосферы Северной Европы: Лапландско-Печенгский район / Ред. Н.В. Шаров. Апатиты: Кольский НЦ РАН, 1997. 226 с.
 13. Строение литосферы Балтийского щита / Ред. Н.В. Шаров. М.: Нац. геофизический комитет РАН, 1993. 165 с.
 14. Ступак В.М. Дифференциальная сейсморазведка как инструмент детального изучения геологического разреза // Нетрадиционные методы поисков месторождений полезных ископаемых. Сборник научных трудов СЗ ДПР. СПб., 2000. С. 164–176.
 15. *BABEL Working Group*. Integrated seismic studies of the Baltic Shield using data in the Gulf of Bothnia region // *Geophys. Jour. Int.* 1993. Vol. 112. P. 305–324.
 16. *Ji S., Long C., Martignole J., Salisbury M.* Seismic reflectivity of a finely layered granulite-facies ductile shear zone in the southern Grenville Province (Quebec) // *Tectonophysics*. 1997. Vol. 279. P. 113–133.
 17. *Mints M.V., Konilov A.N.* Geodynamic crustal evolution and long-lived supercontinents during the Palaeoproterozoic: evidences from granulite-gneiss belts, collisional and accretionary orogens // *The Precambrian Earth. Tempos and events. Series “Developments in Precambrian Geology”*, 12 / Eds. P.G. Eriksson, W. Altermann, D.R. Nelson, W.U. Mueller, O. Catenaunu. Amsterdam: Elsevier, 2004 (in press).
 18. *Rudnick R.L., Fountain D.M.* Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective // *Rev. Geophys.* 1995. Vol. 33. P. 267–309.
 19. *Snyder D.B., Lucas S.B., McBride J.H.* Crustal and mantle reflectors from Palaeoproterozoic orogens and their relation to arc-continent collisions // *Precambrian crustal evolution in the North Atlantic region* / Ed. Brewer T.S. Geol. Soc. Publication, 1996. № 112. P. 1–23.

Рецензенты: Ю.Н. Авсюк, В.А. Глебовицкий

The Deep Structure of the Karelian Craton along Geotraverse 1-EB

M. V. Mints¹, R. G. Berzin², Yu. N. Andryushchenko², N. G. Zamozhnyaya²,
V. L. Zlobin¹, A. N. Konilov¹, V. M. Stupak², and A. K. Suleimanov²

¹*Geological Institute (GIN), Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia*

e-mail: michael.mints@mtu-net.ru

²*FGU NPP Spetsgeofizika, Povarovka, Moscow oblast, Russia*

The results of CMP surveying along geotraverse 1-EB (FGUNPP Spetsgeofizika, 1999) crossing the southeastern Fennoscandian Shield are presented. Based on the geological interpretation of seismic data (sections characterizing the distribution of seismic reflections and effective acoustic impedance) and the available geological maps, a model of the deep structure of the Early Precambrian crust and upper mantle down to a depth of 80 km has been elaborated for the Karelian Craton, Belomorian Tectonic Province, and Svecofennian Accretionary Orogen. The Early Precambrian crust of the Karelian Craton with enclosed Paleoproterozoic volcanosedimentary belts, the Belomorian Province, and Svecofennian Accretionary Orogen is characterized by an inclined delamination as a combination of thrust-nappe and over- and underthrust structural assemblages formed in the Neoproterozoic and Paleoproterozoic. The Moho discontinuity is interpreted to be a thick zone of tectonic flow and the displacement of large crustal sheets accompanied by plunging (subduction) of particular crustal fragments into the mantle. The lower crust of the Karelian Craton and the underlying uppermost mantle are of mafic composition (garnet granulite and eclogite), probably with the participation of spinel peridotite below a certain depth level. The lower crust of the Svecofennian Orogen is completely or partially made up of the oceanic crust subducted into the mantle by the late Paleoproterozoic. The proposed models of the structure and evolution of the Early Precambrian crust substantially modify the previously developed concept of the crust beneath the southeastern Fennoscandian Shield regarding it as a combination of blocks with nearly vertical lateral boundaries and individualized internal layering.

УДК 551.242.2(268)

К ТЕКТОНО-ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН АРКТИКИ В ЭПОХИ МОЛОДОГО ОКЕАНООБРАЗОВАНИЯ

© 2004 г. Э. В. Шипилов

*Мурманский морской биологический институт Кольского научного центра РАН,
183010, Мурманск, ул. Владимирская, д. 17*

Поступила в редакцию 20.10.2003 г.

На основе комплексного изучения и интерпретационного анализа морских геолого-геофизических данных рассмотрены основные черты строения Баренцево-Карской и других континентальных окраин в контексте воссоздания тектоно-геодинамических обстановок, проявившихся в условиях распада последней Пангеи и приведших к формированию молодых океанических бассейнов в Арктике. Акцентируется внимание на трех главных этапах в эволюции региона. В позднем палеозое–раннем мезозое в развитии арктической периферии Северной Евразии устанавливается синхронное и смежное проявление противоположно направленных тектоно-геодинамических режимов. Конструктивный (аккреционный) режим был связан с коллизионными процессами или их завершающими фазами становления Северной Евразии, а деструктивный – заключался в широкомасштабном рифтинге, обусловленном действием Северо-Азиатского суперплюма, а в пределах Баренцевской окраины, не исключено, и влиянием одного из ответвлений Палеоокеана. Одним из следствий интерференции указанных режимов является формирование аномального облика Восточно-Баренцевского бассейна – с лавинным, но некомпенсированным накоплением мощнейшего осадочного выполнения, редуцированной земной корой и базальтоидным магматизмом. Для окраины же в целом характерны смена стабилизированного режима развития подвижным и повсеместный переход от карбонатной седиментации к терригенной и дальнейшее стадийное нарастание процессов деструкции литосферы вплоть до образования океанических бассейнов в мезозое и кайнозое. Юрско-меловая генерация океанообразования определяет формирование наиболее обширного бассейна Арктики – Американо-Азиатского, что нашло вполне определенное отражение в тектоно-геодинамических преобразованиях и палеоокеанических условиях осадконакопления Баренцевоморской окраины. Разломно-деструктивное продолжение осевой зоны спрединга Американо-Азиатского бассейна в пределах окраины по простиранию было связано с полосой глубоких рифтовых прогибов (ЮЗ-СВ ориентировки) на встречу раскрывающейся Северной Атлантике. Позднемеловой – кайнозойский этап связан с развитием Норвежско-Гренландского и Евразийского бассейнов и оформлением границ континентальных окраин Арктики. Раскрытие молодых океанических впадин сопровождалось отчленением сегментов континентальной коры (микроконтинентов) от окраин, скольжением или перескоком океанических спрединговых центров вдоль трансформных зон “барьерного” типа на границе континент/океан, окраинно-континентальным растяжением (рифтингом) земной коры и платобазальтовым магматизмом и рядом других тектоно-геодинамических обстановок, характеризующих процессы океанообразования.

ВВЕДЕНИЕ

Характеризуя современную структуру Арктического океана, следует заметить, что континентальные окраины Евразии, Америки и Гренландии занимают такие позиции, что своими внешними флексурно-сбросовыми (местами сбросо-сдвиговыми) границами довольно отчетливо очерчивают сферический треугольник, площадь которого занята океаническими бассейнами: Канадским, Макарова и Евразийским, разобцеными соответственно хребтами Альфа–Менделеева и Ломоносова (рис. 1). Одна сторона этого “арктического треугольника” целиком принадлежит западной части Евразийско-Арктической континентальной окраины (Баренцево-Карской, или

Западно-Арктической). Вторая сторона связана, преимущественно, с восточной частью указанной окраины (Восточно-Сибирско-Чукотской, или Восточно-Арктической) и частично Северо-Аляскинской (Чукотско-Бофортской). Третья сторона соответствует в основном окраине Канадского Арктического архипелага (Свердрупской), но сюда относится и Гренландский сектор (море Линкольна).

В вершинах треугольника (или в непосредственной близости) локализованы тектонические области, разделяющие перечисленные выше континентальные окраины. Ими являются северное замыкание Норвежско-Гренландского бассейна с районом сложного трансформного взаимодейст-

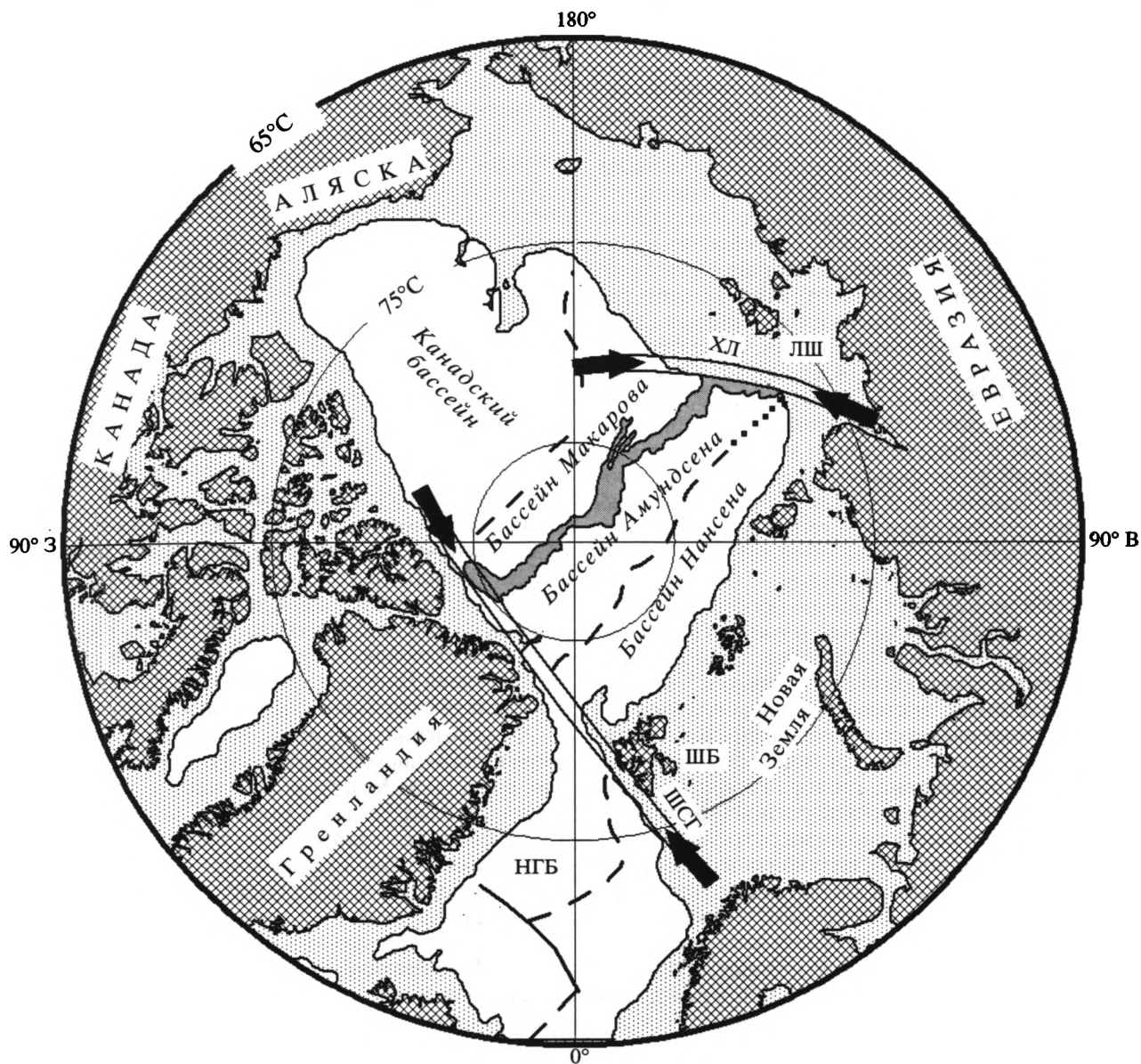


Рис. 1. Основные элементы строения Арктического океана

НГБ – Норвежско-Гренландский бассейн, ШСГ – Шпицбергенско-Северо-Гренландская и ХЛ – Хатангско-Ломоносовская трансформы (двойные линии со стрелками), ШБ – Шпицберген, ЛШ – Лаптевоморский шельф. Пунктир – подводные хребты. Хребт Ломоносова выделен затемнением. Граница континентальных и глубоководных областей – изобата 2000 м

вия (через Шпицбергенско-Северо-Гренландскую зону разломов) срединно-океанических хребтов Книповича и Гаккеля; специфически организованная структура Лаптевоморско-Новосибирского сегмента окраины с ее трансформным соотношением со срединно-океаническим хребтом Гаккеля Евразийского бассейна. В третьем углу (Амеразийском) расположен рифтовый бассейн дельты Маккензи.

Организация и дифференциация структуры земной коры Евразийско-Арктической окраины весьма отчетливо обусловлены тем, что запад-

ный фланг (Баренцево-Карский) взаимодействует с самыми молодыми (кайнозойскими) океаническими бассейнами – Норвежско-Гренландским и Евразийским, а восточный (Восточно-Сибирско-Чукотский) – с позднемезозойским – Амеразийским. И в этой связи на большей части Баренцево-Карской окраины кайнозойские отложения практически отсутствуют, а отметки глубин дна превышают 200 м (переуглубленный шельф) [23, 24, 39, 40, 54]. Напротив, в пределах Восточно-Арктической окраины мощность кайнозойского чехла достигает нескольких километров, а

преобладающие глубины шельфа намного менее 100 м [24, 40, 48, 54].

Отмеченное свидетельствует о различных стилях тектонической эволюции восточной и западной частей окраины, становление которых происходило под влиянием геодинамических процессов разновозрастных генераций молодого океанообразования. Развитие океанических бассейнов: Американо-Евразийского, Норвежско-Гренландского – отражает стадийный распад последней Пангеи. Различные палеотектонические реконструкции и модели строения и развития как в целом Арктической области Земли, так и отдельных ее геоструктур [2, 3, 7, 14, 26, 28, 41, 43, 47, 49, 50, 51, 52, 54–56, 59, 64–67, 75–77, 80, 81, 83, 88, 89, 91–94] показывают, что регион Баренцево-морской окраины с прилегающими к нему областями на протяжении всего фанерозоя оказывался и сохранял свои позиции на рубежах активнейших тектонических преобразований и геодинамических перестроек литосферы. Таким образом, эта континентальная окраина Евразии, обладающая наиболее обширным шельфовым пространством и мощнейшим осадочным чехлом, в той или иной степени была вовлечена или участвовала (по крайней мере, в качестве своеобразного “очевидца”) во всех наиболее значимых тектоно-геодинамических событиях, а потому является ключевой для восстановления истории развития Арктического региона. Вместе с тем по степени геолого-геофизической изученности Баренцево-морский регион (как в отношении морского бурения, геологии островного и сухопутного обрамления, так и геофизических методов [54]) значительно превосходит все другие близлежащие окраины, что, безусловно, снижает риск скатывания по пути умозрительных заключений.

Важно подчеркнуть, что океанические бассейны Арктики получили развитие в непосредственном контакте с древнейшими континентальными кратами – Восточно-Европейского, Свальбардского, Северо-Карского, Сибирского, Гиперборейского, с одной стороны, и Гренландского и Северо-Американского (Канадского) – с другой. Очевидно, что океанические впадины разобщают эти группировки платформ, указывая на разрушение древнего суперконтинента в эпоху молодого океанообразования.

В этой связи обобщенный сценарий рассматриваемых тектоно-геодинамических преобразований сводится к следующему. Образование и становление океанических структур было обусловлено деструктивными процессами последовательного направленного перерастания первоначальных расколов в континентальные рифтовые

зоны и системы, далее их переходом в межконтинентальные структуры растяжения и затем объединением и трансформацией протяженных звеньев последних в океанические спрединговые центры. Дезинтеграция континентальных платформ первоначальными расколами и дальнейшая “фрактализация” их расколов шла по пути преимущественного наследования ослабленных зон различного генезиса и возраста и достижения контура, очерчивающего периметры областей с наиболее прочной древней корой. Однако начальные либо подготовительные этапы распада вегенеро-пангеи остаются еще дискуссионными вопросами. Наряду с этим, эпохам молодого океанообразования сопутствовали и коллизионные процессы, и наиболее широко ими была охвачена в мезозое Восточная Арктика [3, 7, 24, 30, 34, 35, 40, 43, 49, 52, 80, 89, 94] в связи с раскрытием Американо-Евразийского бассейна.

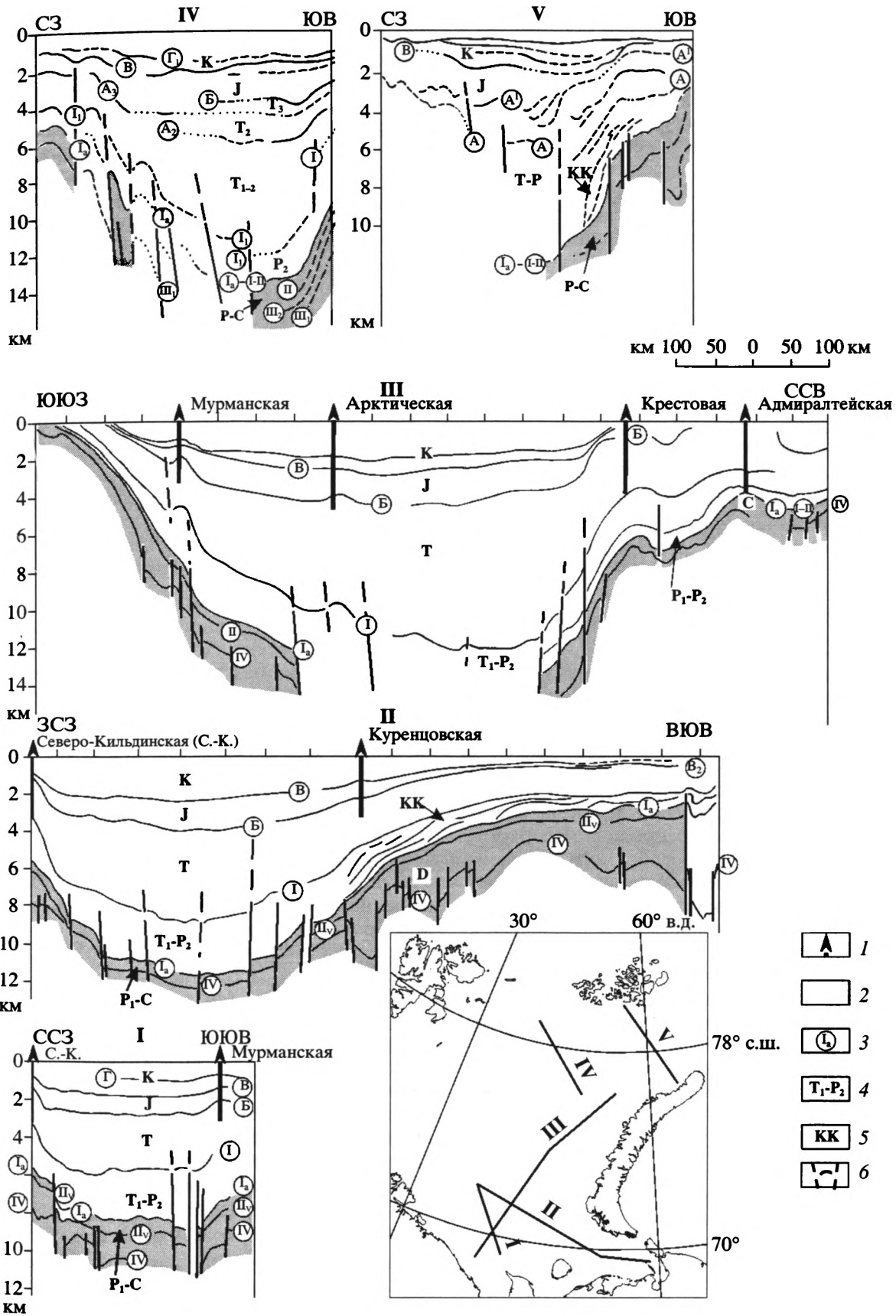
В данной работе на основе комплексного изучения и интерпретационного анализа геолого-геофизических данных рассмотрены основные черты строения Баренцево-Карской и других континентальных окраин в контексте воссоздания тектоно-геодинамических обстановок, проявившихся в условиях распада последней Пангеи и приведших к формированию молодых океанических бассейнов в Арктике.

Фактический материал, положенный в основу статьи, позволил акцентировать внимание на трех, как предполагается, главных этапах в развитии региона. Первый из них – рубеж палеозоя и мезозоя (позднепермско-триасовый) – знаменуется началом широкомасштабной деструкции континентальной литосферы, еще не завершившей свое становление Северной Евразии с ее арктической периферией. Второй этап – юрско-меловой – объединяет две фазы тектоно-геодинамических событий, приведших к образованию и развитию Американо-Евразийского бассейна. И, наконец, третий этап – позднемеловой–кайнозойский – определяется проявлением наиболее молодой генерации океанообразования и связан с формированием Евразийского и Норвежско-Гренландского бассейнов и оформлением границ континентальных окраин Арктики.

ПОЗДНЕПЕРМСКО-ТРИАСОВЫЙ ЭТАП ТЕКТОНО-ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ АРКТИЧЕСКОЙ ПЕРИФЕРИИ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

Позднепермско-триасовый этап соотносится с крупномасштабной перестройкой литосферы Земли и сочетает в себе разнонаправленные тенденции развития. С одной стороны, с середины де-

Рис. 2. Сейсмогеологические разрезы, иллюстрирующие строение осадочного чехла, поведение кровли позднепалеозойских карбонатов (горизонт I_2) и положение клиноформных комплексов в Восточно-Баренцевском мегабассейне 1 – скважины; 2 – комплексы палеозоя, ограниченные в кровле диахронным горизонтом I_2 ; 3 – индексы отражающих сейсмических горизонтов; 4 – возраст сейсмокомплексов; 5 – клиноформные комплексы (КК); 6 – разломы. На врезке – положение сейсмических профилей



вона по средний триас шло созидание (аккреция) нового суперконтинента Пангея-II [43, 44, 46]. К этому времени замыкается Уральский океан и на его месте формируется покровно-складчатый пояс с сопровождающей полосой передовых прогибов. Завершается структурирование Южно-Таймырской зоны за счет внедрения А-гранитов. Но вместе с тем происходит нарастание и процессов континентального рифтинга в самой Пангее-II с последующим образованием и развитием современных океанов – Атлантического и Индийского [10, 21, 22, 43, 44, 46, 47].

В Западной и Северной Европе идет реактивизация позднепалеозойских рифтов и развитие сложной сети рифтогенных прогибов в Бискайском заливе, Северном море и Арктическо-Северо-Атлантической области. Система рифтогенных прогибов заложила на территории Западной Сибири, протянувшись в южную часть современного Карского моря и предопределив формирование Западно-Сибирской плиты. Сибирская платформа в поздней перми-триасе была охвачена грандиознейшим проявлением эксплозивного и интрузивного магматизма [6, 12, 24, 27, 40, 82, 92–94]. Баренцево-Карская окраина переживала, пожалуй, один из самых специфических и радикальных периодов в своем развитии.

В геологической истории Баренцево-Карской континентальной окраины Евразии рассматриваемый этап контрастно отличается от предыдущих по ряду взаимосвязанных показателей. Качественно меняется вещественный состав отложений – от карбонатного и карбонатно-терригенного (в ранней – начале поздней перми) на исключительно терригенный. При этом форсированно возрастает скорость седиментации, особенно в крупнейших бассейнах – Восточно-Баренцевском и Южно-Карском. Даже без вычета интервалов времени, связанных с многочисленными перерывами в осадконакоплении, и без восстановления первоначальной (разуплотненной) мощности пород расчетные скорости накопления терригенных осадков оцениваются лавинными параметрами. В Восточно-Баренцевской мегадепрессии мощность верхнепермско-триасового комплекса достигает 10–11 км (рис. 2), что составляет не менее половины его фанерозойского осадочного заполнения [5, 23, 25, 39, 54].

К границе резкой смены фаций в разрезе отложений и, соответственно, кровле палеозойских карбонатов приурочен опорный отражающий сейсмический горизонт I_a . Этот рефлекс уверенно выделяется на Финмаркенском шельфе Норвегии, Кольском шельфе, в Печорском море. Указанный горизонт закартирован сейсмическими работами в прибортовых зонах Вос-

точно-Баренцевского бассейна, в Приновеземельской зоне, на восточном склоне Центрально-Баренцевской зоны поднятий (рис. 3). Однако в поведении этой границы раздела осадочного чехла в плане выявляется ряд особенностей, характеризующих условия формирования осадочного чехла и тектоно-геодинамические обстановки, существовавшие в тот период развития региона. Прежде всего, следует отметить, что, несмотря на повсеместный переход от карбонатной седиментации к терригенной, временные уровни этого события были различными для отдельных областей, что свидетельствует о диахронности рефлектора I_a . По материалам сейсмических исследований и данным бурения устанавливается, что терригенное осадконакопление сначала (в ранней перми) развивалось в Ново-Земельской зоне с прилегающими к Уралу районами, испытывавшими относительное воздымание, а затем перемещалось на запад и к концу артинского времени – началу кунгура охватило практически весь Баренцевский регион. Совокупность геодинамических обстановок привела к тому, что указанные события протекали на фоне “скользящей” во времени и латерально регрессивной фазы.

Еще одна особенность строения кровли верхнепалеозойских карбонатов состоит в том, что под впадинами Южно-Баренцевской, Северо-Баренцевской и Святой Анны на сейсмических разрезах не наблюдается четкой корреляции горизонта I_a и он перестает прослеживаться как рефлекс, связанный с поверхностью карбонатного комплекса. В этих погруженных зонах бассейнов на сейсмических разрезах просматривается сложная картина строения отложений, залегающих в подошвенной части пермско-триасовых терригенных образований, явное наличие разноуровневых блоков, в том числе ротационных. Сбросовая тектоника проявляется на многих разрезах в бортовых и прибортовых зонах бассейнов со ступенчатым смещением горизонта I_a (см. рис. 2), но в их наиболее глубоких, центральных, районах эти процессы проявились гораздо интенсивнее. В этой связи представляется, что отложения, с кровлей которых здесь ассоциируется фрагментарный псевдоопорный рефлекс, соотносимый с горизонтом I_a , вероятнее всего, имеют не карбонатный состав, а представлены синрифтовыми терригенными сериями начальной (позднепермской) стадии развития осевой зоны рифтогенной структуры.

В Восточно-Баренцевском бассейне, окруженном шельфовой карбонатной платформой с рифовыми постройками, стартовые (подготовленные) глубины для позднепермско-раннетриасово-

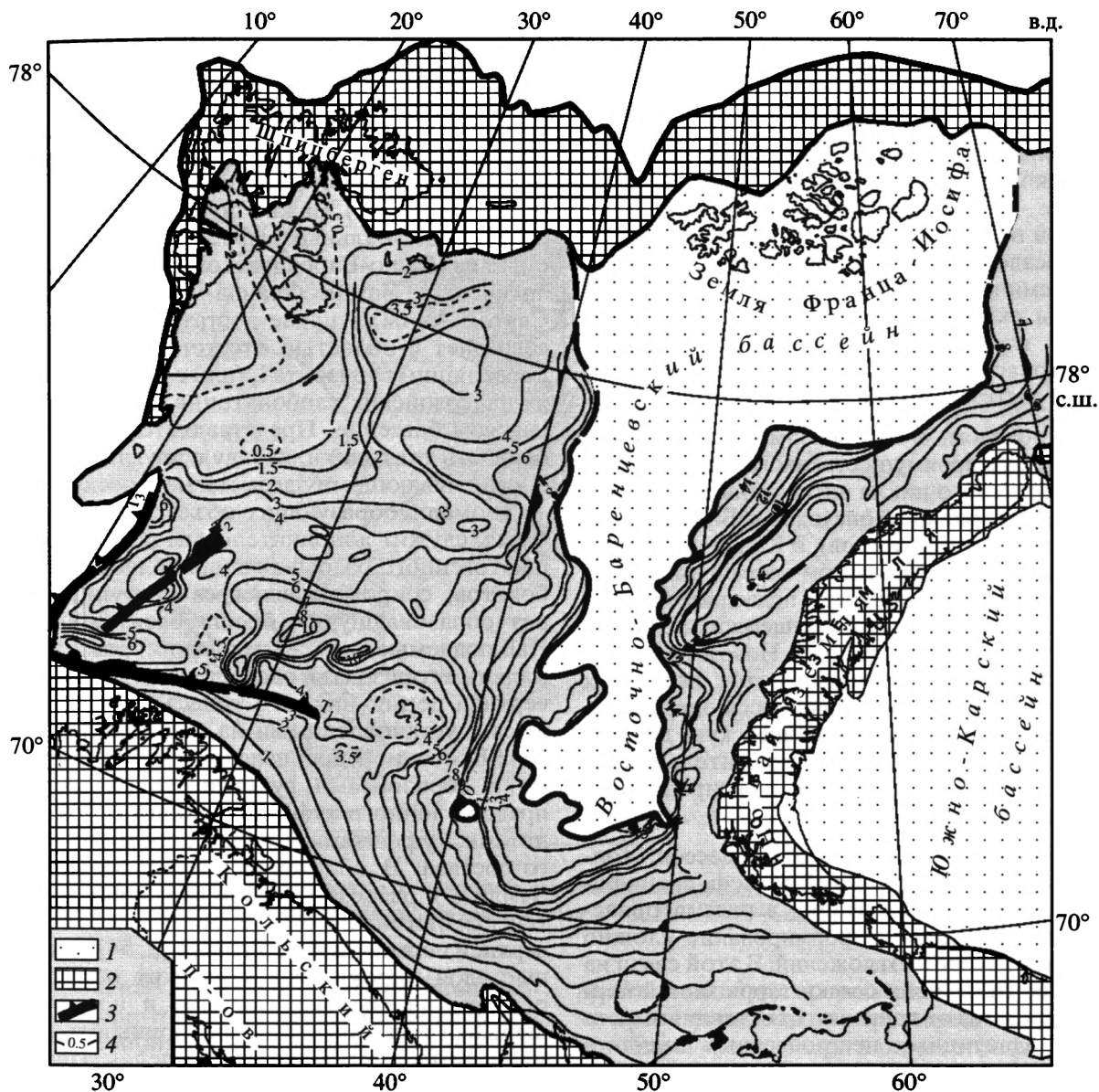


Рис. 3. Структурная карта по поверхности (кровле) позднепалеозойских карбонатов (изогипсы отражающего горизонта I_3). Составлена с использованием материалов НИИМоргеофизики, Севморнефтегеофизики, МАГЭ, Арктикморнефтегазразведки (Мурманск, Россия) и Института континентального шельфа (Трондхейм, Норвегия)

1 – область замещения карбонатов терригенными отложениями; 2 – области эрозии или отсутствия верхнепалеозойских карбонатов; 3 – положение бровки шельфа в раннем, среднем и позднем триасе; 4 – изогипсы.

го осадконакопления, судя по закартированным сейсморазведкой проградационным склоновым клиноформным комплексам, налегающим на размытую поверхность верхнепалеозойских карбонатов (см. рис. 2), варьировали от 1.0–1.5 до, возможно, 3.0–3.5 км [2, 17, 54]. По стратиграфическому уровню и тектонической позиции указанные клиноформные тела сопоставимы с комплексами бокового наращивания Верхоянской пассивной окраины Сибирского кратона [24]. В Баренцевом море развитие клиноформных комплексов уста-

навливается по периметру Восточно-Баренцевского бассейна на бортовых и прибортовых склонах: в пограничной зоне между Печорской плитой и Южно-Баренцевской впадиной (Куренцовская структурная терраса); к западу от Канинского выступа; на участке, прилегающем с севера к Кольскому шельфу; к востоку от поднятий Северо-Кильдинского и Ферсмана; на Финмаркенском шельфе Норвегии, обращенном к Нордкапскому прогибу; на участках впадин Северо-Баренцевской и Святой Анны, прилегающих к северной оконечности

Новой Земли [2, 54]. Кроме того, на юге последней отложения кармакульской серии, мощностью 1.5–2.0 км, представлены образованиями “грязевых потоков” – типично склоновой терригенной фации с клиноформами. Зона их распространения располагается поперек Южного острова Новоземельского архипелага и продолжает проградационные комплексы юго-востока Южно-Баренцевской впадины [2]. Следует заметить, что в подошве осадочного чехла Южно-Карской впадины на сейсмических разрезах также выделяются комплексы склоновых отложений, проградировавших в глубокую часть формировавшегося пермско-триасового бассейна с перекрестной рифтовой системой в основании [5, 54].

Таким образом, в позднепермское время и в начале триаса в преимущественном режиме крупного регрессивного цикла интенсивный снос терригенного материала происходил с Балтийского щита (Кольский полуостров), с Канинского поднятия, с Палеоурала транзитом через Тимано-Печорскую область и ее нынешнее подводное продолжение, с зоны Центрально-Баренцевских поднятий (с запада) и с отдельных районов Новоземельской области (с востока). Мощный поток всех этих осадков сгружался в прогибающуюся опережающими темпами Восточно-Баренцевскую депрессию в условиях первоначально относительно глубоководного бассейна с некомпенсированным осадконакоплением.

Активизация тектонических процессов, контрастно дифференцированный рельеф, специфический характер седиментации в рассматриваемый период обусловили формирование сложно построенного разреза отложений. В этой связи на большей части региона осадки терригенной перми не отличаются от триасовых, составляя вместе комплекс однотипных пестроцветных песчано-глинистых образований. И лишь на южной и юго-восточной периферии Южно-Баренцевского бассейна по угловому несогласию можно судить об обособлении триаса на уровне неоднозначно прослеживаемого горизонта I, коррелируемого с кровлей верхней перми – подошвой триаса.

Образования триаса составляют основной объем мезозойских отложений, достигая в депозентре Восточно-Баренцевского бассейна 7–8 км. На сложную фациальную картину триасовых отложений на сейсмических разрезах указывают частая смена структуры волнового поля, изменение динамических особенностей отражающих горизонтов. Вместе с тем как в верхнепермском, так и триасовом диапазонах разреза фиксируется появление на разных стратиграфических уровнях границ (так называемой серии “аномальных” горизонтов), образ которых резко отличается от всех других рефлекторов. На природу этих горизонтов существуют две основных точки зрения.

Одна предполагает экзогенную обусловленность данных границ, связанных с поверхностями сложного эрозионно-тектонического палеорельефа [2]. Вторая объясняет происхождение аномальных горизонтов эндогенными причинами, т.е. наличием в разрезе магматических тел базальтоидного состава (пластообразных интрузивов и эффузивов) [53, 54]. Важно подчеркнуть, что ареал развития аномальных рефлекторов, прослеживаемый из Южно-Баренцевской впадины вплоть до архипелага Земля Франца-Иосифа и впадины Святой Анны, в плане достаточно определенно совпадает с областью отсутствия (прекращения корреляции) горизонта I_a (или с “зиянием” в кровле палеозойских карбонатов) в Восточно-Баренцевском бассейне. Представляется, что эта особенность тектоники, наряду с другими доводами, обосновывающими здесь магматическую природу аномалиеобразующих объектов в осадочном чехле, служит дополнительным подтверждением рифтогенного разрыва толщи палеозойских карбонатов, сопровождавшегося поступлением через образовавшуюся брешь базитовой магмы. Наблюдаемые на сейсмических разрезах аномальные горизонты, расположенные в интервале верхней перми–нижнего триаса, корреспондируются с установленными на восточной бортовой зоне Восточно-Баренцевского бассейна прослоями и горизонтами вулканогенного материала, представленного туфопесчаниками, туфоалевритами, туффитами и туфами среднего-основного состава. В обнажениях пород запада Новой Земли и в разрезе морской скважины Адмиралтейская они залегают в терригенных отложениях верхней перми–нижнего триаса [2, 54]. Аналогичные слои пирокластов в индских образованиях развиты на востоке Таймыра и прилегающем шельфе моря Лаптевых. Синхронный трапповый магматизм имел место в пределах Печорской плиты и Коротаихинской впадины, где возраст базальтов определен рубидий-стронциевым методом [1, 41], а также в районах Свальбарда, Земли Франца-Иосифа [2, 54, 63], Таймыра [24], западного побережья Байдарацкой губы [60], Енисей-Хатангского прогиба [24, 27]. Основные эффузивы трапповой формации вскрыты Тюменской сверхглубокой скважиной [37].

Различные геолого-геофизические материалы позволяют сделать вывод, что основной объем базальтоидного магматизма приходился на позднюю пермь – ранний триас, хотя редкие затухающие фазы тектоно-магматической активизации проявлялись и далее в триасе. С учетом всего изложенного общая продолжительность рассматриваемого этапа рифтогенной активизации составляла 25–30 млн. лет [54]. Почти идентичную оценку для типичных случаев развития рифтовых структур – 20–35 млн. лет приводит Ю.Г. Леонов [18].



Рис. 4. Реконструкция Южно-Арктического палеоокеана в триасе по данным палеобиогеографии [14].
1 – Тетис; 2 – Сибирская и 3 – Канадская провинции; 4 – суша; 5 – направление течений.

Одновременно имел место и анорогенный субщелочной гранитоидный магматизм на Таймыре [6], фиксирующий всплеск финальной фазы тектоно-геодинамического преобразования Южно-Таймырской зоны.

Изложенное указывает на то, что рассматриваемый этап развития Баренцево-Карской окраины, характеризующийся исключительно базальтоидным магматизмом, проявившимся в различных структурно-тектонических условиях, проходил синхронно с коллизионными процессами (или их завершающимися фазами) в пределах Таймыра и Урала.

В палеогеографическом отношении в крупнейших бассейнах окраины на данном этапе отмечается постепенный переход от некомпенсированного осадконакопления к компенсированному, представленному прибрежно-морскими, мелководными, озерно-болотными и субконтинентальными фациями в среднем и позднем триасе. При этом по мере заполнения Восточно-Баренцево-Карского бассейна область морской седиментации отеснялась к северу и северо-западу в соответствии с фазами усиления воздымания на юго-востоке регио-

на. Эта тенденция прерывалась кратковременными трансгрессиями и ингрессиями моря. В целом же общий стиль смены палеогеографических обстановок [2, 54, 69] был обусловлен рекуррентными трансгрессивными и регрессивными событиями, протекавшими на фоне отступления моря и обмеления региона. Судя по всему, к северу или к северо-западу от окраины располагался протяженный заливообразный глубоководный (океанический?) водосборный бассейн (рис. 4). На это, помимо уже отмеченного, указывают и данные геологических и сейсмических исследований по хребту Нортвинд [8]. Здесь, в южной части эскарпа Нортвинд, оконтуривающего хребет с востока, на границе с Канадской котловиной, по результатам донно-каменного опробования А. Грантцем среди триасовых отложений выявлены дистальные турбидиты внешнего шельфа и бассейновые образования. Этот палеоокеанический бассейн мог достигнуть максимального влияния на Баренцево-Карскую окраину в позднепермско-раннетриасовую эпоху ее рифтогенной деструкции, учитывая закономерные связи в эволюции океанов и конти-

ентов, обусловленные проявлением общей периодичности глубинных геодинамических процессов, как это показано В.Е. Хайным [44, 45].

Вместе с тем становится очевидным и то, что в поздней перми – раннем триасе Баренцево-Карская окраина развивалась в едином тектоно-геодинамическом режиме с Северной Евразией. Об этом свидетельствуют и масштабы эпиконтинентального рифтинга, и сопутствующий базальтоидный магматизм, указывающие на то, что рассматриваемый регион находился в поле влияния суперплюма, растекавшегося под литосферой и создававшего локальные апофизы, проникавшие в земную кору [12] на разном расстоянии от его гипоцентра.

Однако парадоксальность ситуации заключается в синхронном и смежном проявлении в Северной Евразии диаметрально противоположных процессов, их наложении и взаимодействии, т.е., по сути, интерференции. С одной стороны, шла аккреция континентальной коры (коллизия в Уральской и Южно-Таймырской зонах), а с другой – происходила ее широкомасштабная рифтогенная деструкция (в том числе и образование грабенов с щелочно-ультраосновным магматизмом (в виде лампроитов) в пределах самого Урала вдоль Главного глубинного разлома [41, 54 и др.]). При этом в плане пояса деструкции расположились в два концентрических эшелона, ближний и дальний, по отношению к мегасводу, созданному Северо-Азиатским суперплюмом. В первый из них попали бассейны Западно-Сибирский, Южно-Карский, Енисей-Хатангский. Во втором поясе, отделенным от первого Уралом и его затухающим разломно-шовным продолжением, разместились Тимано-Печорский и Восточно-Баренцевский бассейны. Такая расстановка не исключает, что последний бассейн имел какое-то распространение в районы, располагавшиеся на месте современной глубоководной области Северного Ледовитого океана. И в этой связи в условиях интерференции геодинамических режимов трактовка какой-либо из моделей развития рифтинга (пассивного или активного) представляется все же весьма проблематичной [18].

Изложенное позволяет заключить, что рассмотренный временной отрезок резко контрастной тектоно-магматической активизации арктической периферии Северной Евразии по размаху и амплитуде протекающих здесь процессов и вовлеченного в них объема земного вещества является не только поворотной вехой в развитии окраины. Это главенствующий этап в становлении аномального облика Восточно-Баренцевского и Южно-Карского бассейнов с их мощнейшим осадочным выполнением и редуцированной земной корой [2, 54]. С этого переломного для геологической истории региона момента его стабилизиро-

ванный до этого режим приобретает явные черты подвижности. Высокая скорость погружения и некомпенсированное осадконакопление сопровождаются базитовым магматизмом и смещением депоцентров. Эта подвижность зафиксирована в диахронности сейсмических горизонтов, отражающих миграцию во времени и пространстве фациальных обстановок и свидетельствующих об отсутствии отчетливых латеральных границ между отложениями, сформировавшимися в данных обстановках.

Сложившаяся в ходе эволюционных разнонаправленных тектоно-геодинамических преобразований в позднепермско-раннетриасовое время результирующая интерференционная картина строения арктической периферии Евразии, ее Баренцево-Карской окраины свидетельствует о завершении основных процессов аккреции, практически одновременном в геологическом масштабе времени, скачке к началу распада только что созданной вегенеровской Пангеи. За ним последовал переход к юрско-меловой (Амеразийской) генерации молодого океанообразования в Арктике. Но в конце триаса–начале юры этому предшествовали геодинамические события [5, 23, 39, 54], являющиеся, по существу, последней и локальной в регионе конструктивной фазой, приведшей к становлению Пайхойско-Новоземельской складчато-надвиговой системы.

ЮРСКО-МЕЛОВОЙ ЭТАП ОКЕАНООБРАЗОВАНИЯ В АРКТИКЕ (АМЕРАЗИЙСКАЯ ГЕНЕРАЦИЯ)

Юрско-меловой этап в геологической эволюции Арктического региона характеризуется резкой сменой тектоно-геодинамических условий и палеофациальных обстановок, приведших, соответственно, к существенным трансформациям земной коры и аккумуляции изменчивых по мощности и литологическому составу комплексов отложений осадочного чехла континентальных окраин.

В чем причины того, что практически синхронно с экспансией морских трансгрессий в средней юре и последующим наступлениям в волжское время спокойных (как считается), застойных условий седиментации в бескислородной среде в пределах Баренцево-Карской окраины проявился и обильный базальтоидный вулканизм? Какова геоисторическая последовательность и взаимосвязь событий в Арктике, повлекших, казалось бы, столь разноплановые тенденции в развитии Западно-Арктического окраинного сегмента Северной Евразии?

Амеразийский бассейн занимает доминирующую часть глубоководной области Северного Ледовитого океана, лежащую к востоку от хребта Ломоносова (см. рис. 1). По своей протяженности

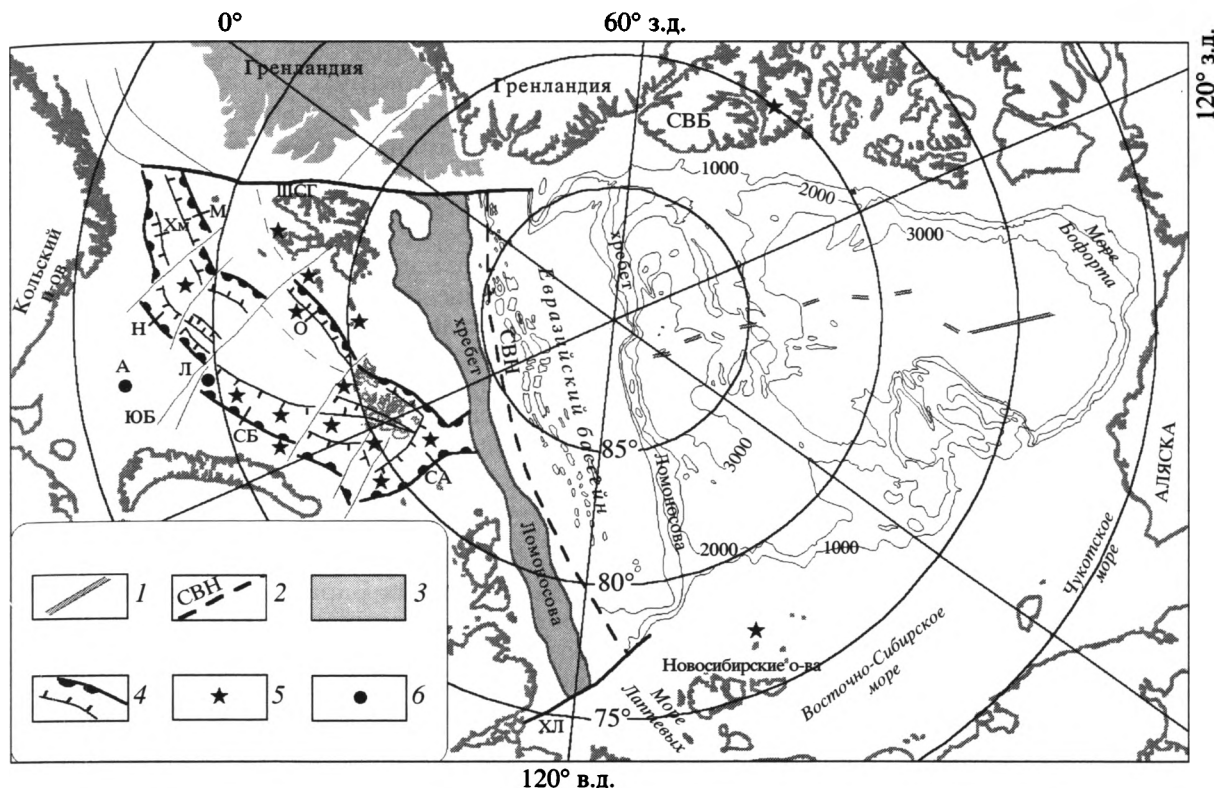


Рис. 5. Схема тектоно-геодинамических взаимоотношений Амеразийского бассейна и Баренцевоморской континентальной окраины

1 – положение спредингового центра Амеразийского бассейна; 2 – Свирдрупско-Новосибирская палеотрансформа; 3 – положение (вне указанной системы координат) Гренландия, Канадского Арктического архипелага и хребта Ломоносова до открытия Норвежско-Гренландского и Евразийского бассейнов; 4 – границы областей и бассейнов J-K рифтогенной активизации Баренцевой окраины; 5 – районы базальтоидного J-K магматизма; 6 – скважины (Л – Лудловская, А – Арктическая). Буквенные обозначения: бассейны – СА – Св. Анны, СБ – Северо-Баренцевский, ЮБ – Южно-Баренцевский, Н – Нордкапский, Хм – Хаммерфест, М – Медвежинский, О – Ольги, ШСГ – Шпицбергенско-Северо-Гренландская, ХЛ – Хатангско-Ломоносовская, СвН – Свирдрупско-Новосибирская трансформы. СВБ – Свирдрупский бассейн. Изобаты – 1000, 2000, 3000 м

и геометрической конфигурации (клиновидное очертание) он сравним с более молодым Евразийским бассейном, но по площади превосходит последний почти в два раза.

Геодинамическая эволюция бассейна остается предметом дискуссий, однако большинство исследователей не отрицают мезозойского (поздне-мезозойского) возраста этой геоструктуры и стартовой деструктивно-рифтогенной активизации, приведшей к первой генерации молодого океанообразования, – заложению Канадской впадины и формированию Амеразийского бассейна. В подтверждение этого свидетельствуют различные материалы, указывающие на то, что, по меньшей мере, в юрское время (когда северная часть Центральной Атлантики уже существовала) все трансгрессии в район современных Северного моря и Западно-Арктической окраины происходили с севера, где, по всей видимости, и располагался обширный глубоководный океаноподобного типа бассейн.

Наличие в Арктике такого океана в течение мезозоя (возможно, начиная с триаса) (см. рис. 4) предполагается и по устойчивому существованию в это время специфической морской биоты высокого таксономического разнообразия [14].

Анализ геологической ситуации и морфологических особенностей дна позволил ранее отметить в Амеразийском бассейне древнюю ось прогибания [34]. Она простирается от дельты р. Маккензи через опущенный участок между хребтами Альфа и Менделеева и далее через наиболее изогнутый приполюсный отрезок поднятия Ломоносова к району Земли Франца-Иосифа и трога Св. Анны на Баренцево-Карской окраине. Эта ось разделяет две области распространения выходов докембрия – Канадско-Шпицбергенскую и Чукотско-Карскую, занимая стержневое положение по отношению ко всему океану с его окраинно-континентальными морями и глубоководными котловинами.

Различные палеотектонические реконструкции сходятся в том, что показывают в мезозое продольное положение спрединговой оси в Американо-Азиатском бассейне (рис. 5) [3, 75, 80, 89, 94]. Отмершая зона спрединга была выявлена в структуре аномального магнитного поля Канадской котловины [65, 75, 89].

Известен целый ряд моделей, объясняющих с различных сторон образование рассматриваемой области [89]. Однако наиболее обоснованным, подтвержденным геолого-геофизическими данными, а также палеогеодинамическими реконструкциями является ротационный механизм генезиса Американо-Азиатского бассейна [65, 75, 89]. История развития по этой модели характеризуется следующими основными событиями и их особенностями.

Становление Американо-Азиатского бассейна происходило в две фазы.

Начальная фаза тектонической активизации связывается с “неудавшимся” (или незавершенным) рифтогенным событием на временном отрезке аален–бат–титон и знаменуется развитием расширенных полуграбенов вдоль арктической окраины Аляски. Это подтверждается детальным стратиграфическим и структурным анализом отложений, а также результатами бурения континентальной окраины Аляски и сопредельных областей [89].

В Баренцевоморском регионе эта фаза началась с погружения территории и трансгрессии с севера в ее пределы морского бассейна, достигшего в конце батского века Печорской равнины [11].

Озерно-аллювиальные условия седиментации сменились здесь прибрежно-морскими и морскими, и песчаные толщи, столь характерные для ранней и средней юры, начиная с келловея, замещаются песчано-глинистыми образованиями, а последние в поздней юре – преимущественно глинистыми.

В области Южно-Баренцевского бассейна, еще не обособленного с севера Лудловской перемычкой, рассматриваемый период обозначился гораздо более контрастными переменами. В среднеюрское время происходит обновление структурного облика бассейна за счет возникновения возвышенностей или тектонических уступов преимущественно в бортовых зонах. Это фиксируется появлением в разрезах скважин, расположенных по периметру впадины, пластов гравелитов и конгломератов. Судя по тому, что указанные образования встречаются от верхов нижней юры до кровли средней, процесс дифференциации был растянут по времени, как и возникновение источников сноса. Менялись тракты поступления обломочного материала, и в ряде районов средняя юра отделена от верхней несогласием, видимо, углового типа, связанного с изменением наклона уча-

стка палеодна. Важно отметить, что в разрезе депозитов подобных особенностей не отмечается: в скважине Арктическая песчаники в верхней юре сменяются глинистыми отложениями.

Морская трансгрессия и углубление бассейна в рассматриваемую фазу сопровождалась и эндогенной активностью в виде интрузий основного состава. Возраст вскрытых скважиной в районе Лудловского поднятия (разделяющего Южно- и Северо-Баренцевские впадины) пластовых базальтов по К-Аг составляет 159 млн. лет [16, 54, 57], а в скважине Нагурской (архипелаг Земля Франца-Иосифа, рис. 6) – 151 ± 11 млн. лет [38]. Близкий возраст базальтов (145 млн. лет) устанавливается на Шпицбергене и на его восточном шельфе [70, 91], а также в Свердрупском бассейне (152 ± 6 млн. лет) [71]. Указанные изотопные датировки укладываются преимущественно в позднеюрский (волжский) отрезок геологической шкалы [61], когда в пределах Баренцевоморского региона и, особенно, в Восточно-Баренцевском бассейне, обозначились условия максимальной трансгрессии и накопления депрессивной черносланцевой фации кимеридж-волжского глинистого комплекса [54]. Материалы сейсморазведки и бурения показывают широкое распространение этих образований, сменяющихся диахронно по латерали и вертикали клиноформными склоновыми глинисто-песчаными фациями неокома. Оба сейсмокомплекса однозначно опознаются на большинстве временных разрезов от Печорского моря на юге до впадины Св. Анны на севере. Подобные обстановки седиментации в конце юры установились, помимо отмеченного, на обширных пространствах Западной Сибири и юга Карского моря, а также в Норвежском и Северном морях, обусловив специфические условия осадконакопления и формирования доманикоидных кремнисто-глинистых отложений, аналогичных баженской свите. Возраст кровли черносланцевого “горизонта”, перекрытого неокомским клиноформным комплексом, изменяется от верхов берриаса до готерива, то есть является диахронным.

Вторая фаза развития Американо-Азиатского бассейна, связанная с рифтогенезом, переросшим в спрединг, устанавливается во временном диапазоне от готерива–баррема–раннего апта до раннего сеномана. В этот период Канадский Арктический архипелаг (с одной стороны) и Аляска с Чукоткой (с другой) начали удаляться друг от друга, испытывая вращение относительно точки, расположенной в районе дельты р. Маккензи. При этом вдоль Баренцево-Карской палеоокраины, с входящим в ее состав блоком будущего хребта Ломоносова, получила развитие трансформная зона разломов (Свердрупско-Новосибирская) с левосторонней кинематикой (см. рис. 5). В современном рельефе дна следы ее положения, как представляется, отмечаются глубокими (свыше 3800 м) узки-

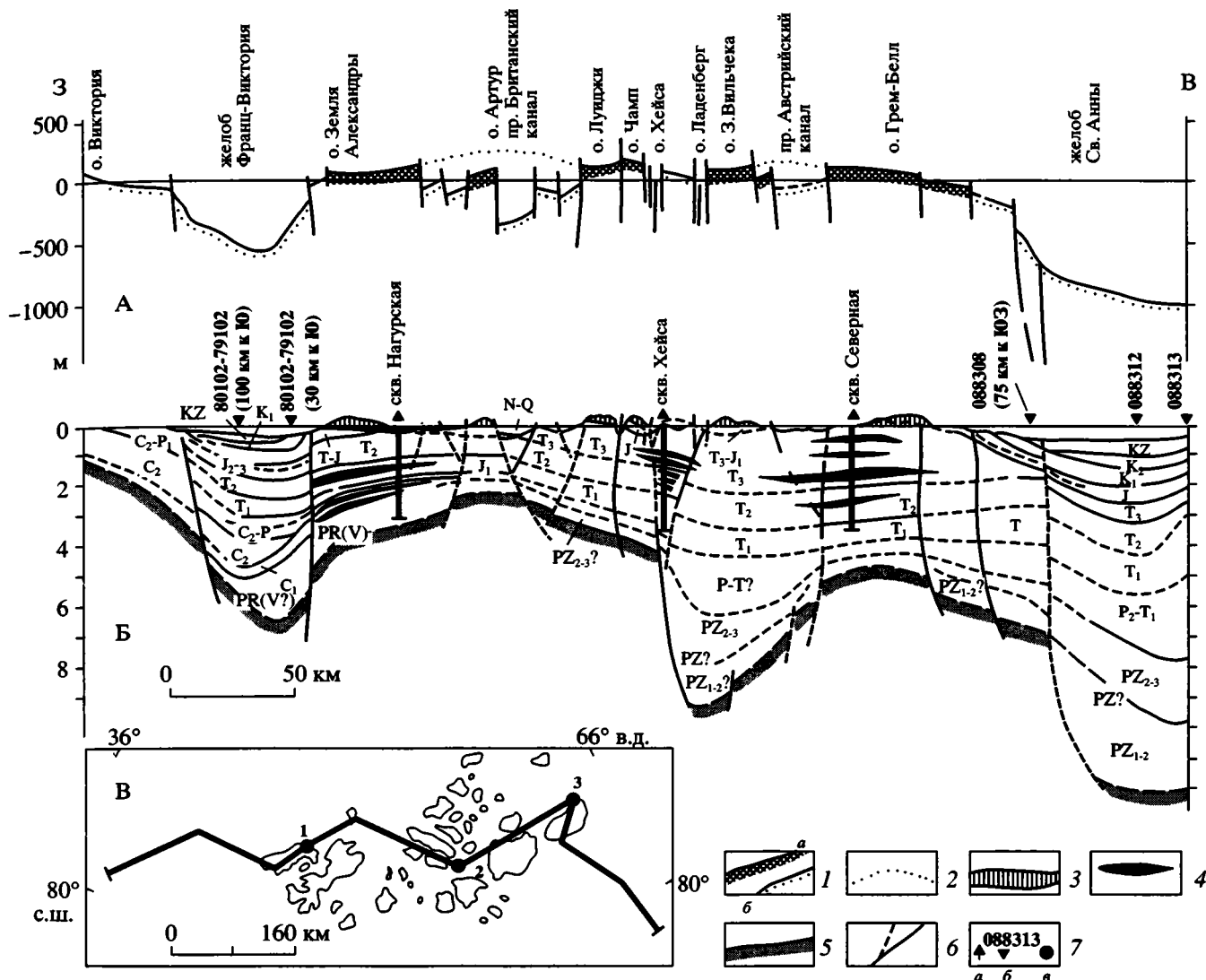


Рис. 6. Синтетический субширотный геолого-геофизический разрез архипелага Земля Франца-Иосифа и прилегающего шельфа по данным бурения на островах, геомагнитного моделирования и морских сейсмических исследований [33]. А – гипсографический профиль архипелага и прилегающего шельфа; Б – глубинно-геологический разрез архипелага и прилегающего шельфа; В – врезка с расположением разреза:

1 – а – остров с ледниками, б – дно; 2 – восстановленная допозднечетвертичного времени; 3 – ледниковые образования и верхнечетвертичные отложения; 4 – пластовые тела базальтоидов J-K возраста; 5 – предполагаемое положение подошвы осадочного чехла/поверхности фундамента; 6 – разломы и нарушения; 7 – а – параметрические скважины, б – расстояние до пересечения с ближайшим сейсмическим профилем, в – положение скважин на профиле

ми желобообразными морфоструктурами, простирающимися вдоль подножия хребта Ломоносова и лежащими на продолжениях котловины Макарова.

Формирующийся спрединговый центр воздействовал на Баренцево-Карскую палеоокраину через отмеченную трансформу. Это фиксируется приуроченностью к последней окраинноконтинентального платобазальтового вулканизма (см. рис. 6). Для рифтогенно-спредингового центра Свердрупско-Новосибирская трансформная зона

являлась своеобразным “барьером”, двухфазная попытка пропагации через который, в пределы окраины, завершилась, в конечном счете, отмиранием срединно-океанического хребта Американо-Азиатского бассейна.

В пределах Баренцевоморского региона переход ко второй, главной, фазе становления Американо-Азиатского бассейна ознаменовался сменой глинистых сланцев (“баженитов”) грубозернистыми регрессивными “вельдскими” фациями раннего мела. Смена фациальных условий осадконакоп-

ления происходила с миграцией во времени и пространстве практически повсеместно на континентальных окраинах. Активизация тектоно-геодинамических процессов с проявлением мощных регрессивных событий в раннемеловое время была обусловлена глобальными причинами – распадом Пангеи-II [46] с резким падением уровня Мирового океана. Это привело к размыву поднятий, окружающих Восточно-Баренцевскую троговую систему, в преднеокомское время, а также в раннеаптскую регрессию. В результате на сводах были денудированы не только верхнеюрские глинистые отложения, но и неокомские породы. В придвиговой зоне, располагавшейся между Южно- и Северо-Баренцевскими депоцентрами осадконакопления, сформировалась Лудловская перемычка. Здесь одноименной скважиной подсечена пластовая интрузия габбро-диабазов (расположенная выше уже упомянутой) с К-Аг возрастом 131–139 млн. лет [16, 57], связанная с мантийным диапиром [54]. Это свидетельствует о том, что рифтогенный режим в Восточно-Баренцевском бассейне в меловое время носил достаточно отчетливый характер. На палеоокраине реактивировалась сеть диагональных разломов и нарушений северо-восточного и северо-западного простираний сбросового и сбросо-сдвигового типов. Она определила ориентировки трендов большинства развивающихся структур региона, которые хорошо просматриваются и в рельефе дна моря [20].

Синхронно этим событиям (вплоть до сеномана) активным базальтоидным вулканизмом были охвачены Земля Франца-Иосифа (см. рис. 6, В, скв. Нагурская возраст базальтов по К-Аг составляет 103 ± 7 млн. лет [38]), трог Св. Анны, восточный шельф Шпицбергена (верхний предел – 105 млн. лет [70, 91]). Сейсмические материалы [49, 53, 87] указывают на широкое присутствие разновозрастных силлов в осадочном чехле севера Баренцевской окраины и особенно в Восточно-Баренцевской депрессии. Интересно отметить, что рубежом юры и мела датируется возраст предполагаемых импактных структур Баренцева моря – Мелнир (расположенной на северном плече Нордкапского грабена) и Лопарской (юг Южно-Баренцевской впадины) [23, 39]. С учетом из-

ложенного выше не исключена вулканогенная природа этих образований.

В Свердрупском бассейне по большинству изотопных датировок базальтоидных образований [91] интервал рифтогенной активизации ограничивается 131–100 млн. лет, а биостратиграфические их привязки достигают значений 92 млн. лет. В диапазоне от готерива до альба находится возраст трапповых базальтов островов Де-Лонга и вулканитов поднятия Альфа [89]. А новейшие данные показывают, что базальты, поднятые с одного из эскарпов хребта Альфа, датируются по Ag/Ag в 82 ± 1 млн. лет [72].

Изложенное приводит к выводу о том, что описанные базальтовые силлы, дайки и покровы раннего мела (готерив–альб, местами до сеномана) являются индикационными признаками раскрытия Американо-Баренцевского бассейна.

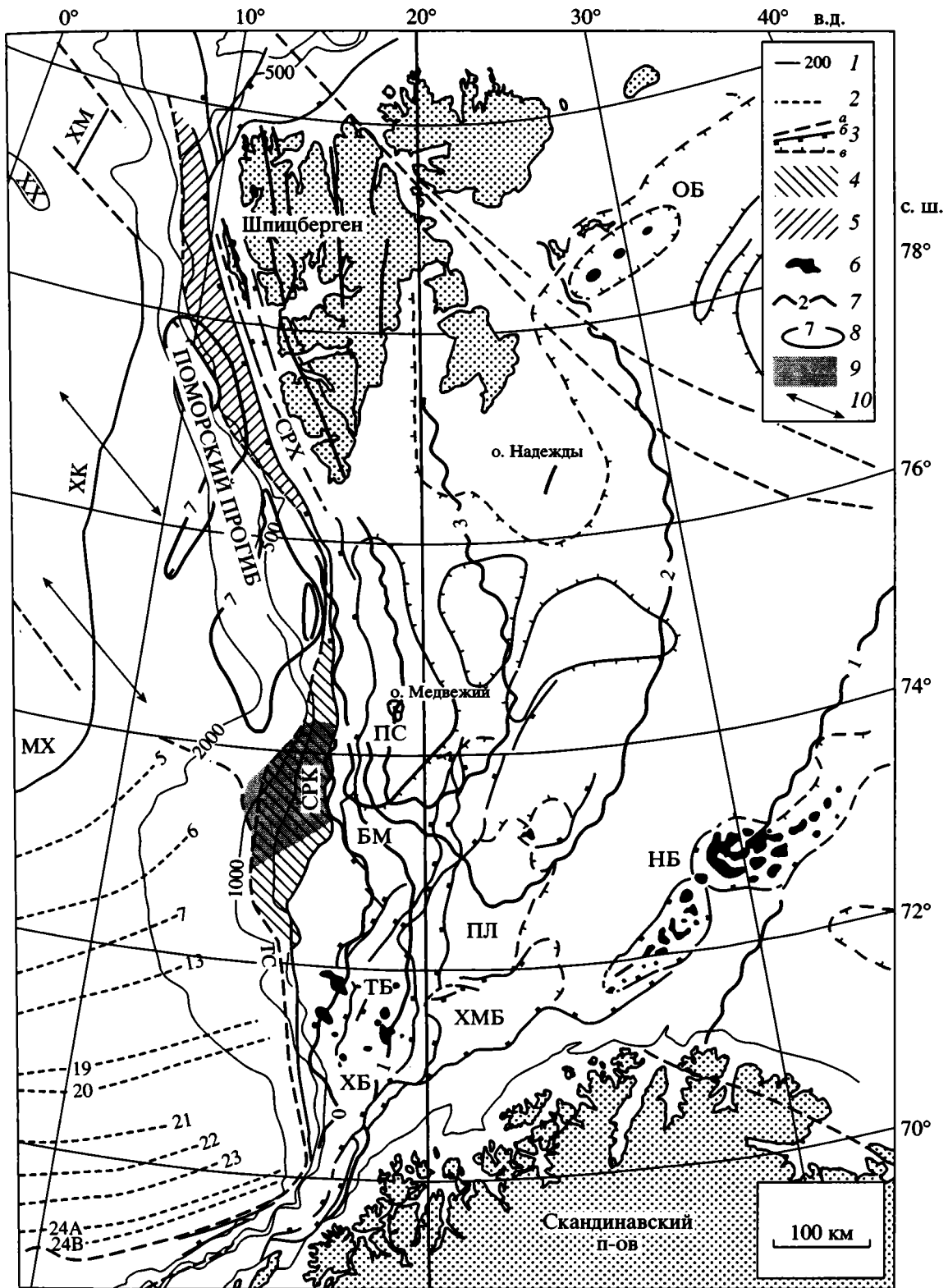
Обе рассмотренные фазы юрско-меловой генерации океанообразования находят достаточно уверенное подтверждение в последних результатах радиологических определений образцов базитов архипелага Земля Франца-Иосифа, выполненных специалистами США и России с применением К-Аг и Sm-Nd методов [36].

Таким образом, юрско-меловая генерация океанообразования в Арктике, связанная с заложением и развитием Американо-Баренцевского бассейна, как видно, нашла вполне очевидное отражение в тектоно-геодинамических преобразованиях и палеофациальных условиях осадконакопления Баренцевоморской окраины. Представляется, что разломно-деструктивное продолжение осевой зоны спрединга Американо-Баренцевского бассейна раскололо блок протохребта Ломоносова в центральной его части, обусловив тем самым его морфологическую изменчивость, что в дальнейшем отразилось и на конфигурации Евразийского бассейна. По простиранию (ЮЗ-СВ) эта деструктивная зона была связана с полосой глубоких рифтовых прогибов (см. рис. 5) – Св. Анны, Северо-Баренцевского, частично Южно-Баренцевского, Нордкапского, Хаммерфест, Тромсе, Медвежинского, Ольги и т.д. [68, 76, 93] в попытке объединения навстречу раскрывающейся Северной Атлантике. Но эндогенные энергетические возможности

Рис. 7. Схема основных структурных элементов запада Баренцевоморской окраины и прилегающей части Норвежско-Гренландского океанического бассейна [56, 59, 84–86]

1 – изобаты (метры); 2 – номерные линейные магнитные аномалии Норвежско-Гренландского океанического бассейна; 3 – разломы: а – сплошные на Шпицбергене, прерывистые на остальной части рисунка, б – нарушения сбросового типа, в – контуры поднятий и бассейнов; 4, 5 – сегменты переходной земной коры (см. текст); 6 – соляные диапгры; 7 – изолинии значений (км) кайнозойской эрозии отложений; 8 – изопохиты отложений (км) Поморского прогиба; 9 – вулканическое плато Вестбаккен; 10 – векторы растяжения спредингового центра хребта Книповича

Буквенные обозначения: бассейны: ОБ – Ольги, БМ – Медвежинский, НБ – Нордкапский, ХМБ – Хаммерфест, ТБ – Тромсе, ХБ – Харстадт; поднятия: ПС – Стаппен, ПЛ – Лоппа, ХХ – поднятие (хребет) Ховгард; системы разломов: ТС – Сенья (трансформа), СРК – Кнеллега, СРХ – Хорисунни; срединно-океанические хребты: МХ – Мона, ХК – Книповича, ХМ – Моллой



развития спредингового центра Аме́разийского бассейна, судя по всему, были уже на исходе, и разобщения Баренцевской окраины вдоль отмеченной унаследованно-ослабленной (от каледонского и посткаледонского этапов тектонических преобразований) полосы земной коры, занятой отмеченными рифтогенными структурами, не произошло.

ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ–КАЙНОЗОЙСКИЙ ЭТАП ОКЕАНООБРАЗОВАНИЯ В АРКТИКЕ

Переход к процессам поздне мелового – кайнозойского океанообразования в Арктике был обусловлен событиями финального раскола и растаскивания Лавразийских фрагментов последней Пангеи. Как следствие в результате отделения Гренландии, а затем и полосы континентальной коры поднятия Ломоносова от Евразии образовались Норвежско-Гренландский и Евразийский океанические бассейны и оформились границы Баренцево-Карской (западная и северная) и Лаптевоморской окраин [15, 24, 26, 31, 32, 40, 43, 49, 50, 52, 55, 56, 58, 59, 64, 66, 67, 77, 88, 89, 92].

Фундаментальную роль в раскрытии как Норвежско-Гренландского, так и Евразийского спрединговых бассейнов играли две крупные зоны трансформных разломов (см. рис. 1): Шпицбергенско-Северо-Гренландская и Хатангско-Ломоносовская. Они по своим характеристикам аналогичны “демаркационным” (по Ю.М. Пуцаровскому) или “магистральным” (по В.Е. Хаину) разломным зонам, описанным в работе [29]. Их характернейшие признаки заключаются в том, что они разделяют сегменты океана, отличающиеся по структуре, возрасту и геодинамическим особенностям развития.

К этому необходимо добавить, что в рассматриваемой ситуации Шпицбергенско-Северо-Гренландская и Хатангско-Ломоносовская трансформные зоны, как видно, еще и разграничивают континентальные и океанические области, являясь для спрединговых центров своеобразными “барьерами”, вдоль которых происходило скольжение либо перескок их осей [19], кардинальное изменение направлений дальнейшего продвижения, прослеживания которых до сих пор вызывают дискуссии [4]. Проникая в смежные области, такие зоны трансформных разломов изменяют свои кинематические параметры (релаксируют [29]) и могут затухать. Вместе с тем на континентальных окраинах вдоль “барьерных” трансформ концентрируются ареалы базальтоидного (платобазальтового) магматизма, фиксирующие фазы наиболее активного развития глубоководных бассейнов. Все отмеченное в полной мере относится и к указанным трансформным зонам.

Имеющиеся геолого-геофизические материалы позволяют рассмотреть особенности строения

и реконструировать тектоно-геодинамические обстановки в переходных зонах “континент–океан” Баренцевоморской (Шпицбергенский сектор) и Лаптевоморской континентальных окраин, проявившиеся в условиях поздне меловой–кайнозойской генерации океанообразования в Арктике.

Шпицбергенская (Западно-Баренцевская) окраина и Норвежско-Гренландский бассейн

В переходной полосе, расположенной между Баренцевоморской окраиной и Норвежско-Гренландским океаническим бассейном, протянувшейся от трансформной зоны Сенья на юге до трансформы Моллой на севере, выделяются два различных по строению земной коры района (рис. 7). Один из них соотносится с вулканической провинцией (плато) Вестбаккен, второй простирается к северу от указанного, субмеридионально, практически вдоль континентального склона. И тот, и другой в тектоническом отношении представлены ступенчато сброшенными блоками континентального фундамента окраины, погружающимися на значительные глубины в сторону предокееанического кайнозойского Поморского прогиба и ограниченными в тылу сложной дизъюнктивной системой Кнелегга–Хорнсунн. Однако между этими сегментами окраины существует различие, и заключается оно в следующем.

Провинция Вестбаккен представляет собой погребенное вулканическое плато с покровами траптовых базальтов, распространенными поверх консолидированной континентальной коры (рис. 8). Докайнозойский фундамент здесь, по сейсмическим данным, характеризуется преимущественно ровным рельефом в структуре разновысоких блоков, смещенным по высокоамплитудным разломам.

В пределах второго сегмента, сопряженного на востоке с системой нарушений Хорнсунн, континентальная кора деструктивирована намного интенсивнее – до полного разрыва “гранитно-метаморфического” слоя, сопровождаемого и контрастным утонением подстилающего нижнекорового “гранулитно-базитового” комплекса (рис. 9). При этом наблюдается максимальное погружение фундамента на отметки 9–11 км и подъем границы Мохо до уровня 15–13 км в осевой части Поморского прогиба, что на 2.5–3 км превышает таковой под гребневой зоной прилегающего хребта Книповича. Этот мантийный выступ фиксируется в гравитационном поле интенсивной положительной аномалией, известной как “Хорнсуннский максимум”.

Рассматриваемые сегменты, как представляется, отражают изменяющийся характер тектоно-геодинамических условий эволюции рифтогенно-спредингового центра и, следовательно,

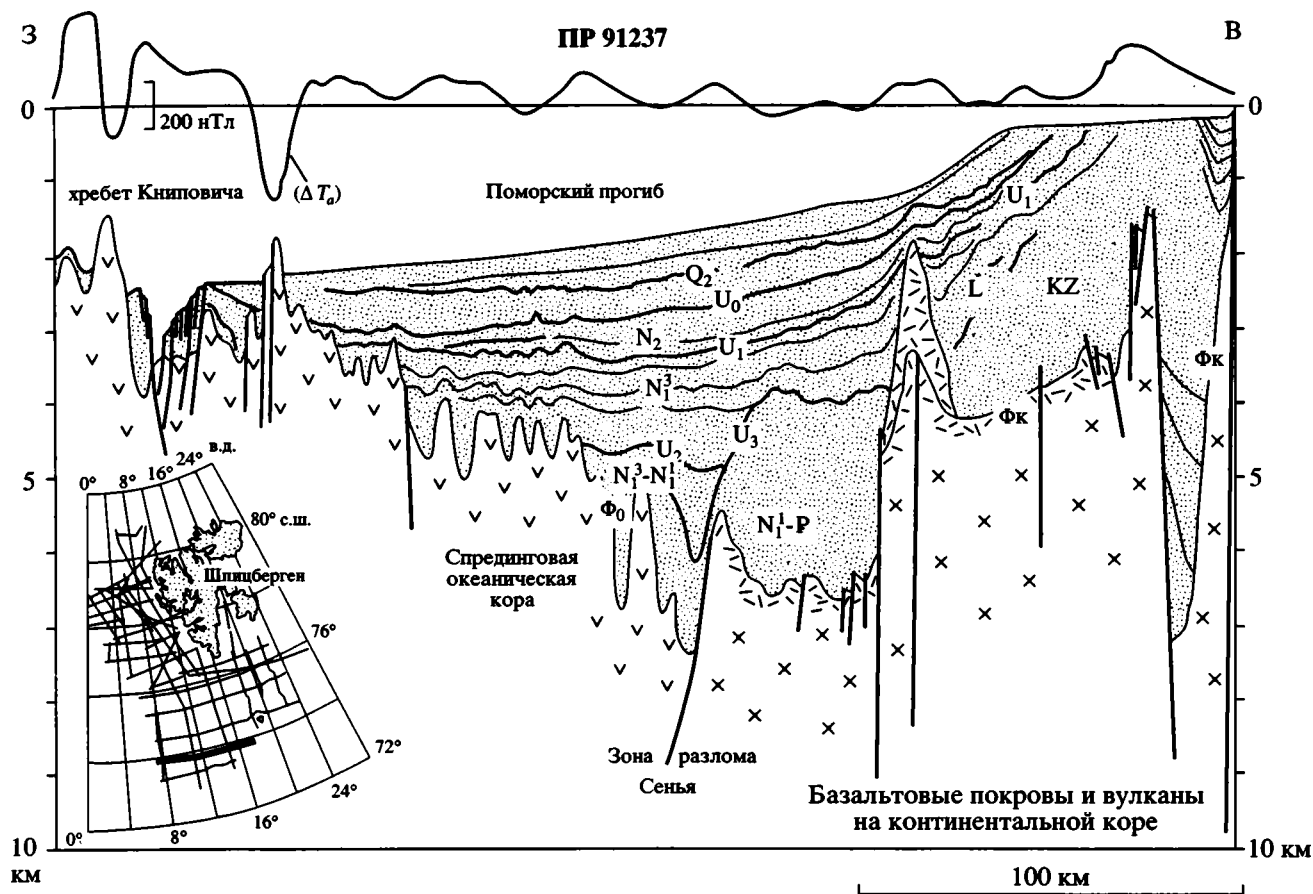


Рис. 8. Сейсмогеологический разрез, иллюстрирующий строение зоны перехода от континентальной окраины Баренцева моря к Норвежско-Гренландскому бассейну (южный сегмент, см. текст). Условные обозначения на рис. 9. На врезке – положение разреза. Над разрезом – график интенсивности аномального магнитного поля (ед. измерения – нТл – нанотесла), то же на рис. 9

развития Норвежско-Гренландского бассейна и становления его Баренцевской окраины.

Как показывает анализ геолого-геофизических материалов [55, 56, 59], вулканические образования плато Вестбаккен сформировались в палеоцен-эоценовое время на эродированной поверхности континентального фундамента, отколотого от поднятия Стаппен, расположенного восточнее и принадлежащего континентальной окраине. Обстановка, с которой связывается проявление траппов, была обусловлена относительным перемещением Гренландии и Баренцевской окраины по системам трансформных разломов Сенья-Троллеланд и Хорнсунн (Шпицбергенско-Северо-Гренландской). Таким образом, в южном сегменте в условиях сдвига-раздвига происходило растяжение, а в северном, в режиме сдвига-сжатия, трансpressивное взаимодействие Гренландского и Шпицбергенского геоблоков с формированием Западно-Шпицбергенского [65, 83] и Эуреканского складчато-надвиговых поясов. Севернее Шпицбергена, по последней из отмеченных

трансформ, раскрывался Евразийский бассейн. Но первоначальный раскол объединенной континентальной литосферы в области будущей дивергенции произошел, вероятно, несколько ранее – в поздне меловое–раннепалеоценовое время. На это указывает установленная по данным морского бурения и сейсмических разрезов одна из мощнейших в геологической истории окраины фаз эрозии, связанная с общим предрифтовым поднятием региона. Только во внутренних районах шельфа величины смытого разреза достигают 1.5–2 км [25, 33, 84], нарастая к его внешним областям (см. рис. 7). И основные тектонические преобразования в поздне меловое–палеогеновое время были также связаны с периферийной частью окраины. Активные дифференцированные движения в приокеанической зоне заметно обособляют в сводово-блоковой поднятия Свальбард, Землю Франца-Иосифа, Северную Землю, разделив их окраинными грабенообразными желобами (см. рис. 6). По мере разрастания океанических впадин продолжался и рост отмеченных поднятий с возникновением впоследствии на них ледников.

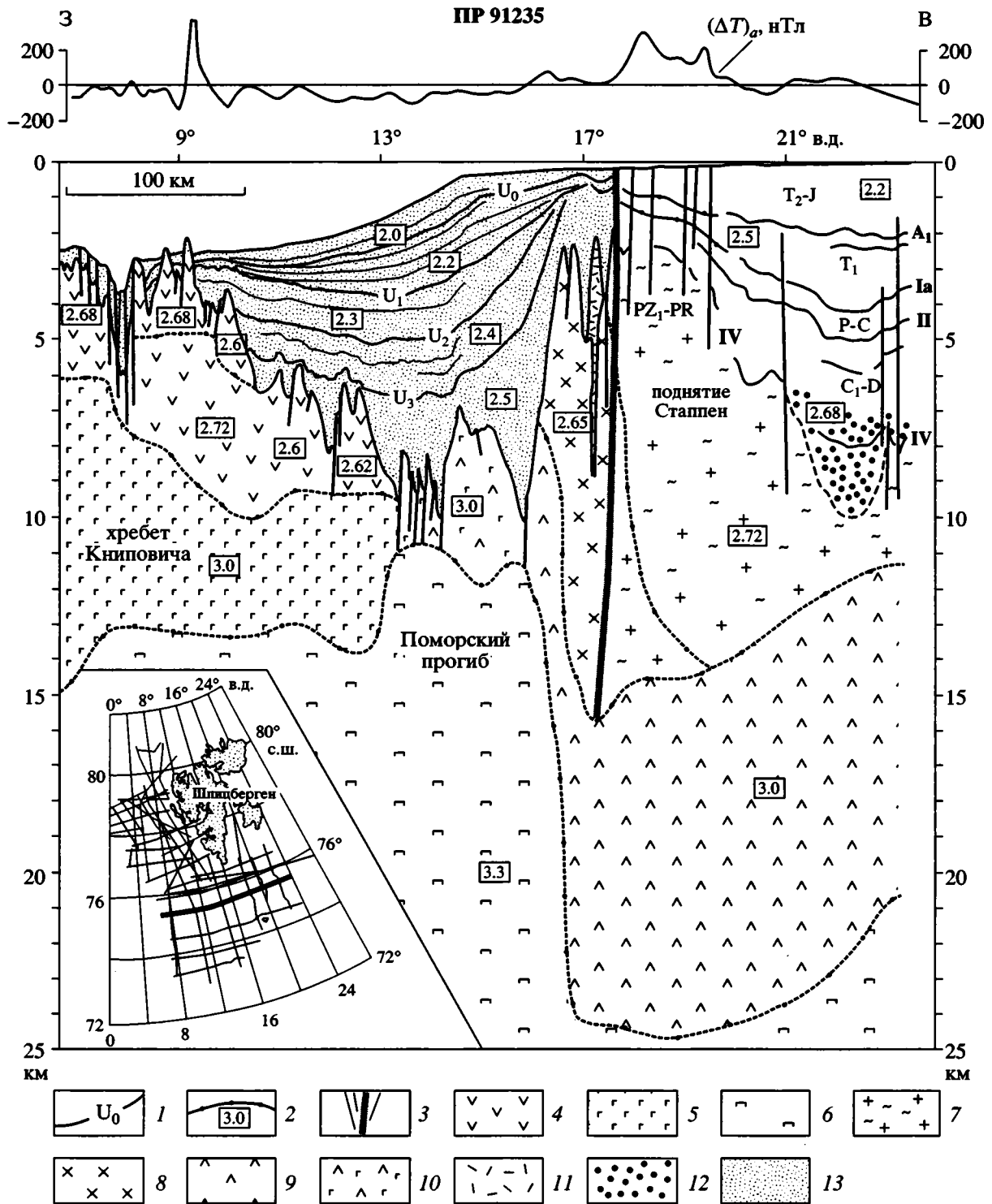


Рис. 9. Геолого-геофизический разрез, характеризующий строение зоны перехода Баренцевская окраина – Норвежско-Гренландский бассейн (северный сегмент, см. текст)

1 – отражающие горизонты и их индексы; 2 – границы раздела плотностей и значения плотности слоев; 3 – разломы; 4, 5 – комплексы консолидированной океанической коры: 4 – второй слой, 5 – третий слой; 6 – верхняя мантия; 7–9 – супракрустальные комплексы континентальной коры: 7 – гранито-гнейсовый слой (протерозойский фундамент, реоморфизованный в каледонскую эпоху), 8 – докайнозойский фундамент переходной зоны (нерасчлененный), 9 – гранулитобазитовый слой; 10 – “аномальная” земная кора переходного типа; 11 – отдельные вулканические экструзии в переходной зоне; 12, 13 – комплексы осадочного чехла: 12 – девонские молассы в грабенообразных прогибах, 13 – кайнозойские комплексы осадочного чехла континентальной окраины и океанического бассейна

Неотектонические же грабен-желоба (Медвежинский, Франц-Виктория, Св. Анны, Воронина и др.), выраженные в рельефе дна глубокими врезам, являлись путями интенсивной транспортировки продуктов размыва в океанические бассейны с образованием конусов выноса.

В Баренцевом море весьма слабое позднемиоценовое и палеогеновое осадконакопление отмечается в приконтинентальной субширотной зоне бассейнов Тромсе – Хаммерфест – Нордкапский – юг Южно-Баренцевского. Этот прерывистый пояс неотектонического прогибания отражает закономерную реакцию тыловой зоны Западно-Арктической окраины в ответ на воздымание ее северо-западной и северной периферии, обусловленные процессами разрастания Норвежско-Гренландского и Евразийского бассейнов. В Баренцевом море этому поясу свойственны высокие значения плотности теплового потока [54], свидетельствующие о современной его активности. Вместе с тем, в этих бассейнах, расположенных на юго-западе Баренцева моря, главное вулканическое событие, имевшее место в провинции Вестбаккен на рубеже палеоцена–эоцена, маркируется широко распространенным горизонтом туфов [66, 81].

Дальнейшее развитие Норвежско-Гренландского бассейна знаменуется трансформированием геометрии его раскрытия в раннем олигоцене – 35–33 млн. лет назад (13 хрон). В этот момент Гренландия меняет направление вектора своего движения с северного на северо-западный. На смену транспрессивному режиму в пределах северного (Шпицбергенского) сегмента окраины приходит обстановка растяжения, повлекшая здесь сбросообразование вдоль прежних ослабленных зон и формирование второго типа переходной коры запада Баренцевской плиты. В северо-западной части плато Вестбаккен отмечены вулканические пики, располагающиеся поверх палеогеновых трапповых образований, и локальные пластовые интрузии (силлы) внутри осадочной толщи, что указывает на возобновление вулканизма в этой области, обусловленное реорганизацией кинематики литосферных плит. Осевая зона спрединга будущего хребта Книповича продвигается на север. Эта веха в геодинамической эволюции региона, связанная с перестройкой поля тектонических напряжений, привела к интенсивно расчлененной разломно-блоковой структуре фундамента, а в северной части Норвежско-Гренландского бассейна – к возникновению ромбовидной сдвига-раздвиговой депрессии (Моллой) типа pull-apart. Следует заметить, что в этом районе закартированы и максимальные отметки глубин дна, превышающие 5600 м.

Вслед за расхождением Гренландии и Шпицбергена последовало интенсивное погружение окраины, но скорость этого процесса была замет-

но дифференцированной для выделенных сегментов переходной земной коры с прилегающими к ним районами. Плато Вестбаккен с относительно мощной континентальной корой испытывало замедленное погружение с продолжительными перерывами в осадконакоплении. А в Поморском прогибе, восточной бортовой зоной которого служит северный сегмент переходной коры окраины, начиная с олигоцена, аккумуляровалась толща мощностью около 10 км.

Вместе с тем, новая фаза, являющаяся поворотной в истории геодинамических преобразований для всей Арктики, кроме отмеченного, характеризуется и тем, что с начала олигоцена Гренландия потеряла самостоятельность и вошла в состав Северо-Американской литосферной плиты. В это же время происходит отчленение хребта Ховгард от Сальбарда и он превращается в микроконтинент.

Норвежско-Гренландский бассейн приобретает асимметричный облик в связи с тем, что хребет Книповича занимает позицию и остается в непосредственной близости от Шпицбергенской окраины. Скорость спрединга в пределах хребта снижается до минимально возможной для его существования. Тем не менее, всплески тектономагматической активности в его пределах продолжают, что находит отражение, как представляется, в излиянии неогеновых базальтов и четвертичном вулканизме на севере о-ва Зап. Шпицберген [13, 84].

Как показывает интерпретационный анализ сейсмических данных [56, 59], к началу миоцена (несогласие на уровне 22.5 млн. лет, см. рис. 8, 9) на погруженных ступенях континентального фундамента накопилась толща грубообломочных отложений мощностью в среднем 2.5–3.5 км, а в осевых впадинах Поморского прогиба – до 5.5–7.0 км. Ширина осадочного бассейна, от границы с платформой до восточного эскарпа палеохребта, составляла в раннемиоценовое время 180–200 км. В течение раннего и первой половины среднего миоцена (22.5–13 млн. лет) погружение окраины происходило с меньшей скоростью и становилось более дифференцированным. Максимальная амплитуда прогибания была приурочена к центральной части Поморского прогиба. Плато Вестбаккен в раннем–среднем миоцене, вероятно, находилось на уровне шельфа и служило областью транзита осадочного материала.

Взросший темп погружения Поморского бассейна в начале позднего миоцена сопровождался сбросом к подножию склона обвально-оползневых масс.

Во второй половине позднего миоцена–плейстоцене скорости осадконакопления превысили темпы погружения окраины, что выразилось максимальной (до 50 км) проградацией шельфа и

континентального склона. Одновременно происходит усиление тектоно-магматической активности в рифтовой зоне хребта Книповича и формируется цепь наиболее высоких гребневых вершин, которые составляют его современный “восточный эскарп”. Несмотря на “рост” хребта, а также на то, что ось спрединга к этому времени отодвинулась от границы с платформенной областью (которая служила источником сноса) на 260–290 км, его гребневая зона, за исключением самой северной части, была перекрыта верхнемиоцен-плейстоценовыми осадками.

Лаптевоморская окраина, Евразийский бассейн и хребет Ломоносова

Протяженная грабенообразная зона, по которой хребет Ломоносова отделился в самостоятельный блок, возникла, вероятнее всего, как унаследованная в позднемиоценовое время и была расположена вдоль периферии Баренцево-Карско-Лаптевской палеоокраины (см. рис. 5) и субпараллельно уже существовавшему, как свидетельствуют последние сейсмические исследования [73, 74], бассейну Макарова. Эта последняя геоструктура, судя по всему, была образована во временном интервале (поздний мел – ранний палеоген), синхронном или близком заложению рифтогенной впадины Лабрадорского моря.

Развитие Евразийского бассейна в условиях подъема асимметричного (поперечного) профиля мантии (раздел Мохо имеет большую крутизну в сторону хребта Ломоносова, чем в сторону Баренцево-Карского шельфа) [89] было связано с различным характером воздействия на раздвигаемые континентальные блоки океанических литосферных масс, отжимаемых в стороны в процессе спрединга.

Растягивающие напряжения привели в действие механизм Хатангско-Ломоносовской трансформной зоны, унаследовавшей продолжение глубинного раскола Хатангского палеорифта. В соответствии с расширением Евразийского бассейна происходило и субпараллельное перемещение поднятия Ломоносова после отрыва от Баренцево-Карско-Лаптевской палеоокраины до современного положения этого асейсмичного хребта. В этой связи его можно рассматривать как микроконтинент. Примеры подобных континентальных отторженцев приведены в работах [32, 42, 58], а ближайшими из них являются хребты Ян Майен и Ховгард.

Механизм отрыва континентальных отторженцев обосновывается тем, что реологическая прочность континентальной литосферы в три раза ниже, чем океанической, и, таким образом, при их совмещенном положении, в условиях растягивающих напряжений литосфера, в общем, имеет

тенденцию ослабления прочности в направлении от подножия к тыловой области континентальной окраины [77].

Анализ карт аномального магнитного и гравитационного полей, рельефа дна [78, 79, 90] позволяет утверждать, что хребет Ломоносова, после отделения от Евразии в ходе миграции (как и некоторые смежные структуры Американо-Азиатского бассейна), испытывал сжатие и деформации преимущественно вдоль длинной оси, вызванные непараллельностью трендов указанных выше зон палеотрансформных сместителей (см. рис. 1). Об этом свидетельствуют очевидные коленообразные изгибы (порядка шести наиболее контрастных), резко изменяющие направление его простирания и перепады отметок глубин. Это дает основание для вывода о том, что хребет во время своего дрейфа, в условиях двухстороннего продольного сжатия, претерпел искажения своей первоначальной конфигурации, приведшие, в какой-то степени, и к сокращению его протяженности. В этой связи следует заметить, что современная длина хребта Ломоносова (около 1700 км) значительно уступает по протяженности окраине, от которой он оторвался (около 2200 км) (см. рис. 5). Возникает вопрос: где может располагаться недостающее звено хребта, видимо, потерянное в процессе его перемещения?

Представляется, что во временном интервале от момента старта рифтинга и последовавшего за ним спрединга (около 60–65 млн. лет назад) до 13 хрона (33–35 млн. лет) раскрытие Норвежско-Гренландского бассейна либо опережало Евразийский, либо Гренландская плита по темпам движения превосходила хребет Ломоносова. В пользу этого предположения свидетельствуют различия амплитуд разрастания океанической коры, заключенной между одноименными парами магнитных аномалий в бассейнах, сопоставление в целом их ширины и, наконец, разворот приканадской оконечности хребта Ломоносова в сторону Американо-Азиатского бассейна вдоль Шпицбергенско-Северо-Гренландской трансформы (см. рис. 1).

Присибирское окончание хребта Ломоносова (рис. 10) ограничивается, так же, как и прилегающее замыкание Евразийского бассейна со спрединговой осью хребта Гаккеля, зоной разломов с правосторонним сдвигом, отчетливо выделяющейся в рельефе дна [9], в структуре геофизических полей, по сейсмической информации (рис. 11) и названной автором Хатангско-Ломоносовской трансформной зоной [54, 55]. С внешней, Евразийской, стороны этой трансформы в интервале глубин, заключенном между 200 и 2500-метровой изобатами, континентальный склон Лаптевоморской окраины характеризуется весьма сложным расчлененным рельефом дна. Он резко отличается от склона, расположенного западнее хребта

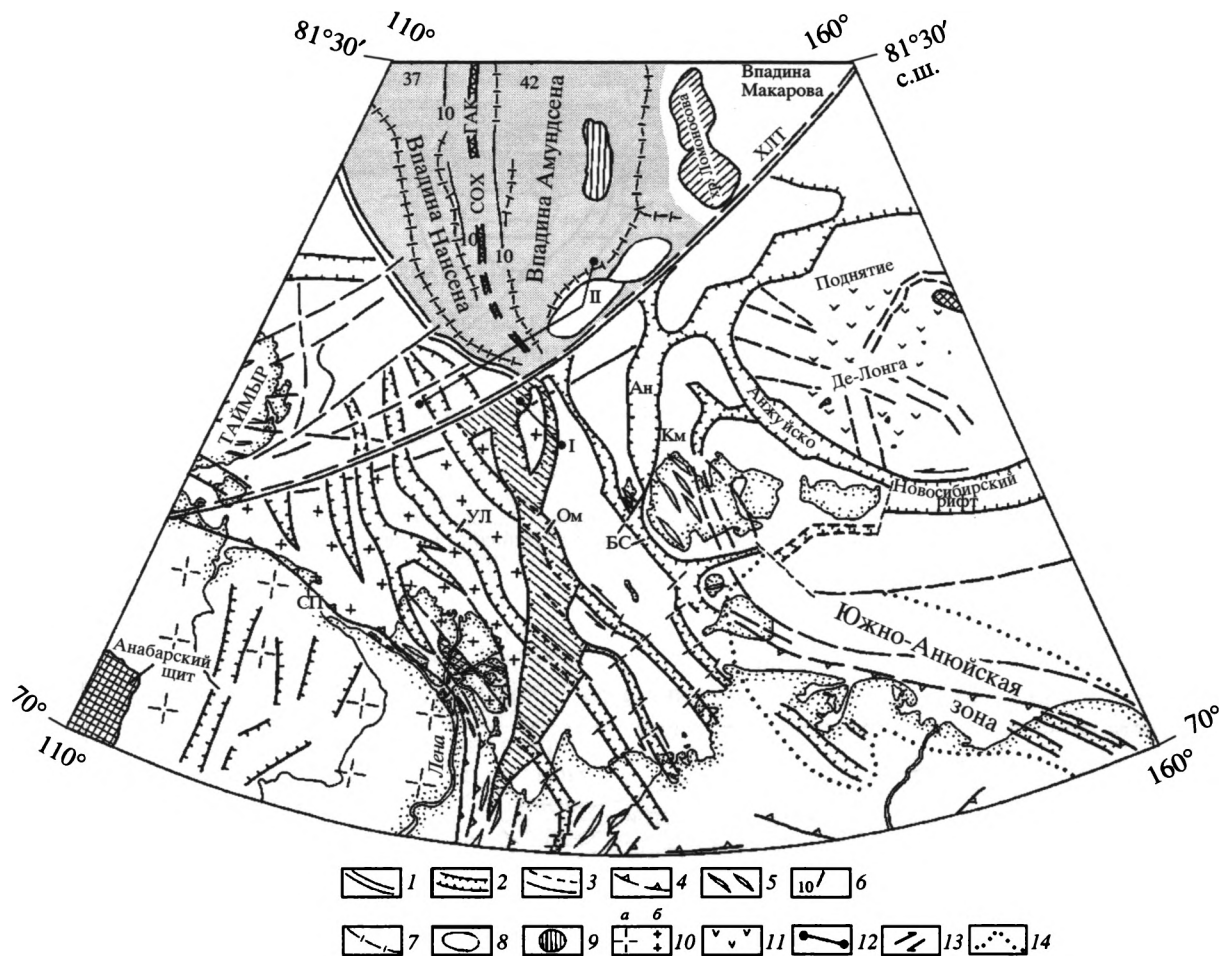


Рис. 10. Схема основных тектонических элементов Лаптевоморской окраины и Евразийского океанического бассейна
 1 – окраинно-континентальное ограничение; 2 – грабены и рифты; 3 – разломы и нарушения; 4 – надвиги и взбросы; 5 – складчатые структуры; 6 – магнитные аномалии и их возраст; 7 – осевые зоны прогибов; 8 – оторванные блоки хребта Ломоносова; 9 – положительная магнитная аномалия; 10 – континентальная (а) и шельфовая (б) части Сибирской платформы; 11 – базальты поднятия Де-Лонга; 12 – положение сейсмических разрезов; 13 – направление сдвигов; 14 – предполагаемые границы Южно-Анжуйской зоны.

УЛ – Усть-Ленский, Ом – Омолойский, БС – Бельковско-Свято-Носский, Ан – Анисинский рифты; Км – Котельнический массив; СОХ Гак – срединно-океанический хребт Гаккеля, ХЛТ – Хатангско-Ломоносовская трансформная зона. М-б 1 : 6 000 000, уменьш.

Гаккеля, но весьма похож на склон хребта Ломоносова, обращенный к котловине Амундсена и довольно отчетливо унаследовавший мелкоблочковую делимость консолидированного основания, скрытого под осадочным чехлом. Вместе с тем, рассматриваемый участок склона Лаптевоморской окраины (между окончанием хребта Гаккеля и поднятием Ломоносова) выделяется в аномальном магнитном поле ареалом его положительных значений [79], удивительно совпадающим по структуре и интенсивности с таковым на таймырском участке внешнего шельфа и континентального склона. Данные спутниковой альтиметрии подтверждают отмеченную особенность [78].

И в том, и в другом случаях в структуре геофизических полей участок склона, отделяющий

Лаптевоморскую окраину от котловины Амундсена, выглядит явно обособленно, занимая по отношению к ним дискордантное положение.

Сейсмический профиль МОВ ОГТ, расположенный вдоль этого участка склона, позволил зартировать [24, 40, 56] под ним выступы в рельефе фундамента (рис. 12, см. рис. 10). Гипсометрические отметки вершин поднятий фундамента находятся на глубинах 4–5 км и занимают как бы усредненный уровень между блоками фундамента прилегающих районов глубоководной впадины и континентальной окраины. Суммарная мощность залегающих на них с несогласием комплексов кайнозойских отложений составляет 2–3 км, увеличиваясь к периферии до 6–7 км (см. рис. 12).

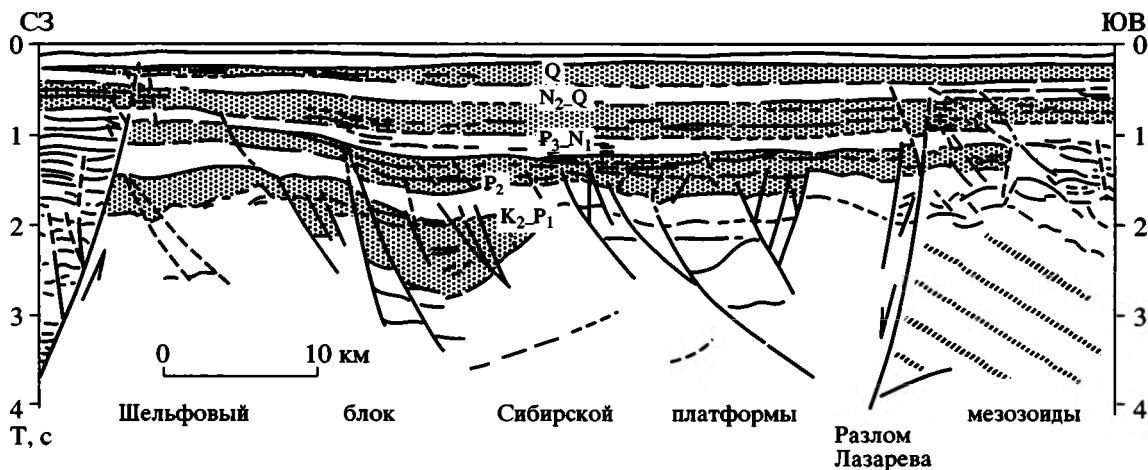


Рис. 11. Сейсмогеологический разрез по профилю 159116 северной части Лаптевоморской окраины (положение на рис. 10, I) в зоне развития оперяющего Хатангско-Ломоносовскую трансформу нарушения сбросового типа (слева на разрезе)

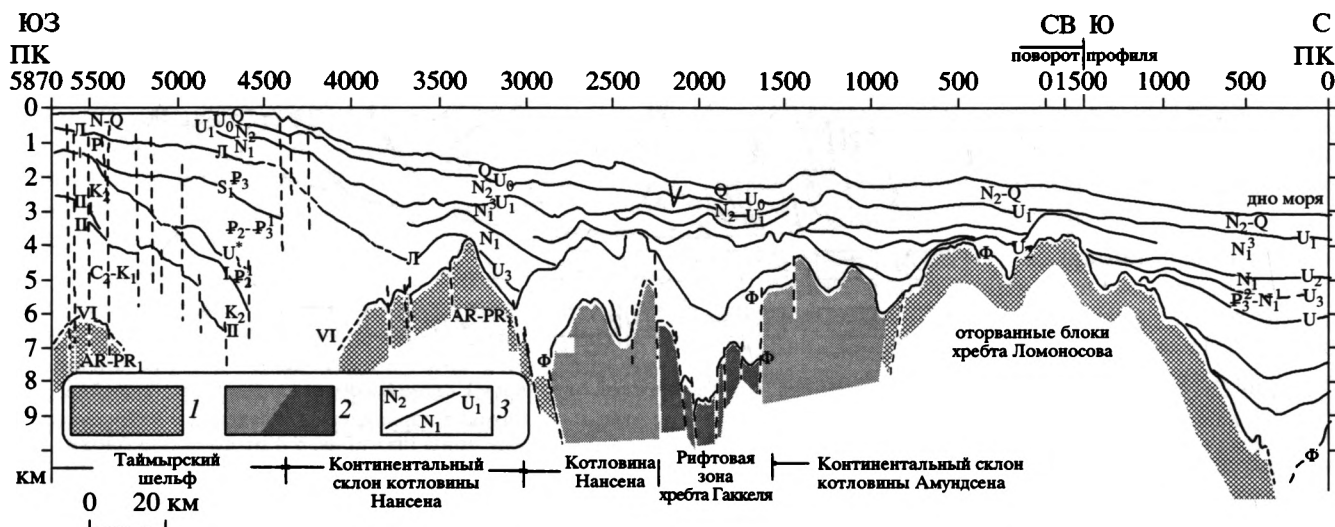


Рис. 12. Сейсмогеологический разрез по профилю 90704 [24] (с изменениями и дополнениями), расположенному в переходной зоне Лаптевоморская окраина – Евразийский бассейн (положение на рис. 10, II)

1 – комплексы континентального фундамента; 2 – комплексы океанического кайнозойского фундамента котловин и срединно-океанического хребта Евразийского бассейна; 3 – индексы отражающих сейсмических горизонтов и стратиграфических подразделений осадочного чехла

Все отмеченное, а также то, что указанные блоки поднятий расположены вдоль внешней, наиболее активной, стороны Хатангско-Ломоносовской трансформной зоны, позволяют высказать мнение об их чужеродном, для этой части окраины, но все же континентальном происхождении и интродуцированности базальтоидным магматизмом. В этой связи представляется, что по мере продвижения хребта Ломоносова по ограничивающим его трансформам продольное давление усиливалось и он подвергался короблению и изломам. В кульминацию фрагменты его присибирской оконечности отделились и, отстав, вследствие возрастающего

сопротивления движению, рассредоточились у формирующегося подножия Лаптевоморской окраины вдоль Хатангско-Ломоносовской трансформы (рис. 1, 10).

Таким образом, южное звено хребта Ломоносова, некогда принадлежавшее Таймырскому сектору Лаптевоморской окраины, в результате спрединга описало дугообразную траекторию и было развернуто, практически, на 90° по аналогии с часовой стрелкой.

Ширина океанического ложа Евразийского бассейна вдоль Хатангско-Ломоносовской трансформной зоны составляет несколько более 400 км.

Но, как показывает анализ строения региона, взаимодействие спредингового центра с Лаптевоморской окраиной происходило в полосе ее рассеянного рифтинга шириной около 600 км (см. рис. 10). На западе она захватывала Южно-Лаптевскую впадину, а на востоке – Анжуйско-Новосибирский прогиб.

ОБСУЖДЕНИЕ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты изучения основных, наиболее контрастных этапов тектоно-геодинамических преобразований Арктического региона в сопоставлении с главными событиями, определявшими, с одной стороны, эволюционное становление Северной Евразии, а с другой – переход к процессам деструкции и развитию молодого океанообразования, позволяют отметить следующие характерные черты геосторического ракурса в формировании континентальных окраин.

В позднем палеозое – раннем мезозое в развитии арктической периферии Северной Евразии устанавливается синхронное и смежное проявление противоположно направленных тектоно-геодинамических режимов. Конструктивный (аккреционный) режим связан с коллизией в Уральском поясе и фазой завершающего структурирования земной коры анорогенным магматизмом Южно-Таймырской зоны. Деструктивный режим заключался в широкомасштабном рифтинге, обусловленном действием Северо-Азиатского суперплюма, а в пределах Баренцевского региона, кроме того, не исключено, и влиянием одного из возможных ответвлений Палеоокеана [14].

Наложение и взаимодействие – интерференция разнонаправленных процессов привели к максимальной по размаху амплитуде восходящих и нисходящих движений в смежных геоструктурах. Одним из следствий интерференции указанных режимов является формирование аномального облика Восточно-Баренцевского бассейна, с лавинным, но некомпенсированным накоплением мощнейшего осадочного выполнения, редуцированной земной корой и базальтоидным магматизмом.

В целом же для арктической окраины Евразии пермско-триасовый этап знаменует повсеместный переход от карбонатной седиментации к терригенной и смену стабилизированного режима развития – подвижным (с миграцией депоцентров, диахронностью горизонтов, литологической изменчивостью отложений и т.п.).

Отмеченное приводит к выводу о завершении в рассматриваемую эпоху основных процессов аккреции земной коры региона и практически мгновенном в геологическом масштабе времени скачке к началу распада только что созданной вегенеро-пангеи, предваряющим дальнейшее стадийное нарастание деструкции ее литосферы

вплоть до образования океанических бассейнов в позднем мезозое и кайнозое.

Юрско-меловой этап определяет формирование наиболее обширного и стоящего особняком океанического бассейна Арктики – Американо-Арктического, по времени заложения более тяготеющего, с одной стороны, к Атлантике, а с другой – к Алеутской впадине Берингова моря. И если попытаться проследить хронологическую очередность образования океанических структур в Арктико-Атлантическом сегменте Земли на этом этапе, то вырисовывается следующий скачкообразно меняющийся место событий (на что обратил внимание для Атлантического океана Ю.М. Пущаровский [29]) сценарий.

Центральная Атлантика начала раскрываться в начале средней юры (около 170 млн. лет назад) [21, 22, 29, 43, 46], и с этим процессом синхронизируется фаза континентального рифтинга в Арктике (“неудачная” попытка раскрытия Американо-Арктического бассейна, начинающая с аалена-бата). Затем наступила очередь Южно-Атлантической области – около 150 млн. лет назад, и с этим моментом совпадает проявление юрского базальтоидного магматизма в Баренцевском регионе, морская трансгрессия с севера, углубление его бассейнов и накопление депрессивной черносланцевой фации кимеридж-волжского глинистого комплекса. В конце раннемеловой эпохи стартует основная фаза раскрытия Американо-Арктического бассейна, продолжавшаяся с готерива до альба-сеномана. Рифтогенные процессы, с сопутствующим магматизмом, нарастают в Баренцевом море, Свердрупском бассейне в интервале от 135 до 95–92 млн. лет. С некоторым запаздыванием развивается Северо-Атлантическая область, где начало спрединга датируется альбом-сеноманом (100–80 млн. лет назад), когда, по существу, в Американо-Арктическом бассейне спрединговый центр уже отмирает (95–80 млн. лет) и завершается сопровождавший его вулканизм в смежных областях (на хребте Альфа). Видимо, с этого момента и до конца мела-начала палеоцена и формируется бассейн Макарова. Однако до сих пор остается не ясным, является ли эта структура проявлением еще одной генерации океанообразования (спрединга?) и по времени случайно совпадающей с началом раскрытия Лабрадорского бассейна, либо она оформилась путем отшнуровывания от Американо-Арктической впадины в процессе возникновения поднятия Альфа-Менделеева? По мнению Н.А. Богданова (устное сообщение), впадина Макарова образовалась между двумя субпараллельными трансформными зонами по типу бассейнов pull-apart, а граничащее с ней поднятие Альфа-Менделеева представляло собой вулканическое плато.

Так или иначе, но именно параллельно оси бассейна Макарова в конце мела-начале палеоцена

произошло откалывание от Евразии протяженного блока континентальной коры будущего асейсмичного хребта Ломоносова (микроконтинента) и начало раскрытия Евразийского бассейна, обозначившего переход к самому молодому этапу развития океана в Арктике. Этим же рубежом датируется раздвигообразование в море Баффина.

Рассмотренные взаимоотношения спрединговых центров глубоководных областей Норвежско-Гренландского и Евразийского бассейна с прилегающими континентальными окраинами в геодинамическом отношении на современном этапе развития Земли являют собой достаточно редкие, если не уникальные, ситуации. Вероятно, Северо-Атлантическая система срединно-океанических хребтов: Мона, Книповича, Моллой – может, по их отношению к Шпицбергенской окраине, напоминать, в определенной степени, обстановку на подходе Восточно-Тихоокеанского поднятия и хребтов Горда и Хуан-де-Фука к западной окраине Северной Америки. Однако следует иметь в виду одну особенность, которая состоит в том, что хребет Книповича является наложенной на полосовые магнитные аномалии структурой, т.е. довольно молодым сооружением с исключительно малой скоростью спрединга.

Некоторые аналогии просматриваются и между присибирским окончанием хребта Гаккеля и севером Аравийско-Индийского хребта по их отношению к континентальным окраинам. В меловое время в весьма близкой геодинамической ситуации находился спрединговый центр Американо-Северо-Атлантического бассейна на Баренцевскую палеоокраину через протяженную Свердрупско-Новосибирскую трансформную зону барьерного типа. Как и в случае с Лаптевоморской окраиной, в обстановке торцового взаимодействия с ней срединно-океанического хребта в Баренцевом море на континентальной коре получила развитие довольно широкая полоса глубоких рифтовых прогибов. Кроме того, следует подчеркнуть, что на продолжениях спрединговых центров Американо-Северо-Атлантического и Евразийского бассейнов в пределах окраин располагаются мощные дельтовые отложения таких крупных рек, как Маккензи и Лена, приуроченные к рифтогенным впадинам.

Современное положение самого южного сегмента Срединно-Арктического хребта у Лаптевоморской окраины довольно определенно локализовано вблизи срезанных Хатангско-Ломоносовской трансформой Омолыгской и Бельковско-Святоносского рифтов и ограничено узким пространством коридора Евразийского бассейна между континентальными блоками Таймыра и отставшими обломками хребта Ломоносова. Судя по имеющимся геолого-геофизическим материалам, весьма слабая активизация спрединга в этой части хребта Гаккеля возобновилась в средне-по-

зднееогеновое время (около 5 хрона). Эта активизация была, очевидно, взаимосвязана с всплеском тектонической и геодинамической деятельности хребта Книповича и ознаменовалась смещением вод глубоких бассейнов Северной Атлантики и Арктики.

По мере раскрытия и расширения Евразийского бассейна в процессе рифтогенеза, а затем и спрединга геодинамическое взаимодействие его осевого центра (хребта Гаккеля) с Лаптевоморской окраиной осуществлялось избирательно вдоль “барьерной” трансформной зоны (маркирующей границу континент/океан) через наиболее активные структуры растяжения, разъединяющие жесткие континентальные блоки (микроплиты).

Представляется, что близкий, если не аналогичный механизм “сканирующего” поиска путей проникновения вдоль Шпицбергенско-Северо-Гренландской трансформной зоны (перескок оси спрединга) был свойствен и осевому центру спрединга Норвежско-Гренландского бассейна, приводя к весьма сложной и, по этой причине, неоднозначно трактуемой картине распределения его северных сегментов.

Напряжения сдвига-сжатия, возникшие при движении хребта Ломоносова вдоль Хатангско-Ломоносовской трансформы, были подобны геодинамическим условиям формирования Западно-Шпицбергенского и Эуреканского складчато-надвиговых поясов.

Очевидно, что на данном этапе развития и перемещения по трансформам хребта Ломоносова последний (возможно, с некоторыми смежными геоструктурами Американо-Северо-Атлантического бассейна) оказывал возрастающее расклинивающее и транспрессивное воздействие на расположенные по его флангам окраины. Это, во-первых, естественным образом могло замедлить скорость спрединга в Евразийском бассейне до минимальных значений, что и отмечается к раннему олигоцену (13 хрон), а, во-вторых, вероятно, повлиять на смену траектории движения Гренландии. Кроме того, следует заметить, что дивергенция плит спровоцировала не только движение хребта Ломоносова по трансформам, но и, возможно, вызвала внутривитные деформации литосферы в Американо-Северо-Атлантическом бассейне. Имеется в виду проявление в таких ситуациях “бульдозерного” эффекта, связанного в данном случае с перемещением хребта от Баренцево-Карско-Лаптевской палеоокраины в сторону Канадской впадины. В совокупности сочетание обстановок продольного и поперечного сжатия могло серьезно изменить первоначальный архитектурный облик у ближайших тектонических сооружений Американо-Северо-Атлантического бассейна в условиях чередования различающихся по составу и мощности типов их земной коры

(хребет Ломоносова, впадина Макарова, хребет Альфа–Менделеева, Канадская впадина).

Подводя итог, можно заключить, что отчленение сегментов континентальной коры от окраин (впоследствии асейсмичных хребтов или микроконтинентов – Ян-Майен, Ховгард, Ломоносова); скольжение или перескок океанических спрединговых центров вдоль трансформных зон “барьерного” типа на границе континент/океан; образование вдоль этих трансформ транспрессивных зон и бассейнов по типу pull-apart; платобазальтовый магматизм в районах проникновения срединно-океанических хребтов через указанные трансформы (плато Вестбаккен, Ермак, Морис Джемс); растяжение земной коры окраин (окраинноконтинентальный рифтинг Баренцева, Карского и Лаптевых морей); магматизм в приокеанических областях (Шпицберген, Земля Франца-Иосифа, о-ва Делонга), фиксирующий фазы наиболее активного раскрытия океанических впадин, – это тот перечень геодинамических обстановок, который сопровождал взаимоотношения континентальных окраин с молодыми океаническими бассейнами в процессе их формирования.

В свою очередь, отмеченное показывает, что дивергентные границы литосферных плит в эпохи становления молодых океанических структур характеризовались изменением позиции и конфигурации в условиях преодоления срединно-океаническими спрединговыми центрами “барьерных” трансформных зон. В частности, что касается Евразийского океанического бассейна, то он, как представляется, еще не достиг той стадии геодинамической зрелости, которая создает условия для стабилизации межплитной границы на продолжениях флангов его спредингового хребта.

Работа подготовлена в рамках выполнения проектов РФФИ (грант № 02-05-64365) и Минпромнауки РФ (ФЦП “Мировой океан”).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Андреичев В.Л.* Базальты Полярного Приуралья – уникальный объект для геохронологического обоснования границы пермь–триас // *Геология европейского севера России*. Сб. 2. Сыктывкар, 1998. С. 53–60 (Тр. Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН; Вып. 96.)
2. Баренцевская шельфовая плита / Под ред. И.С. Грамберга. Л.: Недра, 1987. 263 с.
3. *Богданов Н.А.* Проблема раздела Евразийской и Северо-Американской плит в восточной Арктике // *Геотектоника*. 1998. № 2. С. 4–16.
4. *Богданов Н.А., Хаин В.Е., Шпилов Э.В.* Система кайнозойских рифтов Восточной Арктики и ее возможное значение // *Докл. АН*. 1995. Т. 345. № 1. С. 84–86.
5. *Богданов Н.А., Хаин В.Е., Шпилов Э.В.* Раннемезозойская геодинамика Баренцево-Карского региона // *Докл. АН*. 1997. Т. 357. № 4. С. 511–515.
6. *Верниковский В.А., Пиис В.Л., Верниковская А.Е., Романов А.П., Джи Д.Дж., Травин А.В.* Раннетриасовые А-граниты Таймыра – результат Северо-Азиатского суперплюма // *Докл. АН*. 2001. Т. 380. № 1. С. 87–93.
7. Геодинамика и нефтегазоносность Арктики / Под ред. В.П. Гаврилова. М.: Недра, 1993. 323 с.
8. Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона / Ред. И.С. Грамберг. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. 260 с.
9. *Головачев Э.М., Шпилов Э.В.* Линеаментные зоны моря Лаптевых // *Известия вузов. Геология и разведка*. 1986. № 8. С. 106–108.
10. *Грамберг И.С.* Сравнительная геология и минералогия океанов и их континентальных окраин с позиций стадийного развития океанов // *Геотектоника*. 2001. № 6. С. 3–19.
11. *Дедеев В.А., Молин В.А., Розанов В.И.* Юрская песчаная толща европейского Севера России. Сыктывкар: Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, 1997. 80 с.
12. *Добрецов Н.Л.* Пермо-триасовые магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // *Докл. АН*. 1997. Т. 354. № 2. С. 216–219.
13. *Евдокимов А.Н.* Вулканы Шпицбергена // *ВНИИОкеангеология*, 2000. 123 с.
14. *Захаров В.А., Шурыгин Б.Н., Курушин М.И., Меледина С.В., Никитенко Б.Л.* Мезозойский океан в Арктике: палеонтологические свидетельства // *Геология и геофизика*. 2002. Т. 43. № 2. С. 155–181.
15. *Карасик А.М.* Магнитные аномалии хребта Гаккеля и происхождение Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана // *Геофизические методы разведки в Арктике*. Л.: НИИГА, 1968. Вып. 5. С. 8–19.
16. *Комарницкий В.М., Шпилов Э.В.* Новые геологические данные о магматизме Баренцева моря // *Докл. АН*. 1991. Т. 320. № 5. С. 1203–1206.
17. *Кортаев М.В., Никишин А.М., Шпилов Э.В., Клутинг С., Стефенсон Р.А.* История геологического развития Восточно-Баренцевоморского региона в палеозое–мезозое по данным компьютерного моделирования // *Докл. АН*. 1998. Т. 359. № 5. С. 654–658.
18. *Леонов Ю.Г.* Континентальный рифтогенез: современные представления, проблемы и решения // *Геотектоника*. 2001. № 2. С. 3–16.
19. *Леонов Ю.Г., Перфильев А.С.* Тектоническая природа границы Мохоровичича // *Проблемы геодинамики и литосферы*. М.: Наука, 1999. С. 10–26.
20. *Матишов Г.Г.* Дно океана в ледниковый период. Л.: Недра, 1984. 176 с.
21. *Милановский Е.Е.* Главные типы современных океанов и их роль в структуре и геологической истории Земли // *Бюл. МОИП. Отд. геол.* 1998. Т. 73. Вып. 5. С. 30–38.
22. *Милановский Е.Е.* Проблемы строения и развития океанических бассейнов в контексте геологичес-

- кой истории Земли // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1998. № 5. С. 22–33.
23. Объяснительная записка к Тектонической карте Баренцева моря и северной части Европейской России. М 1 : 2500000 / Богацкий В.И., Богданов Н.А., Костюченко С.Л., Сенин Б.В., Соболев С.Ф., Шипилов Э.В., Хаин В.Е. М.: Институт литосферы РАН, 1996. 94 с.
 24. Объяснительная записка к Тектонической карте морей Карского и Лаптевых и севера Сибири. М 1 : 2500000 / Богданов Н.А., Хаин В.Е., Розен О.М., Шипилов Э.В., Верниковский В.А., Драчев С.С., Костюченко С.Л., Кузьмичев А.Б., Секретов С.Б. М.: Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 1998. 127 с.
 25. Осадочный чехол Западно-Арктической метаплатформы (тектоника и сейсмостратиграфия) / Ред. Е.Ф. Безматерных, Б.В. Сенин, Э.В. Шипилов. Мурманск: НИИМоргеофизика, Изд-во "Север", 1993. 184 с.
 26. Погребницкий Ю.Е. Геодинамическая система Северного Ледовитого океана и ее структурная эволюция // Советская геология. 1976. № 12. С. 3–22.
 27. Полянский О.П., Ревердатто В.В., Ананьев В.А. Эволюция рифтогенного осадочного бассейна как индикатора геодинамической обстановки (на примере Енисей-Хатангского прогиба) // Докл. АН. 2000. Т. 370. № 1. С. 71–75.
 28. Пушаровский Ю.М. Тектоника Северного Ледовитого океана // Геотектоника. 1976. № 2. С. 3–14.
 29. Пушаровский Ю.М. Тектонические феномены океанов // Фундаментальные проблемы общей тектоники / Ред. Ю.М. Пушаровский. М.: Научный мир, 2001. С. 174–230.
 30. Пушаровский Ю.М., Мазарович А.О., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Тектоническая аккреция на Востоке СССР // Тектонические процессы. М.: Наука, 1989. С. 71–78.
 31. Савостин Л.А., Карасик А.М., Зоненшайн Л.П. История раскрытия Евразийского бассейна Арктики // Докл. АН СССР. 1984. Т. 273. № 5. С. 1156–1161.
 32. Свистунов Ю.И., Шипилов Э.В., Юнов А.Ю. Асейсмичные поднятия дна океана // Тр. РАН. Научный совет по проблемам физики Земли и геофизических методов разведки. М., 1993. № 2. С. 184–195.
 33. Сенин Б.В., Шипилов Э.В., Матишов Г.Г., Тарасов Г.А. Новейшая тектоника архипелага Земля Франца-Иосифа и прилегающего шельфа // Биологические процессы и эволюция морских экосистем в условиях морского перигляциала // Тез. докладов между. конференции. Мурманск, 22–23 сентября 1996 г. Мурманск: Изд-во "Русская Лапландия", 1996. С. 63–64.
 34. Сенин Б.В., Шипилов Э.В., Юнов А.Ю. Тектоника Арктической зоны перехода от континента к океану. Мурманск: Кн. изд-во, 1989. 176 с.
 35. Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Ганелин А.В., Подгорный И.И. Покровная тектоника Южно-Анхойской сугуры (Западная Чукотка) // Докл. АН. 2001 Т. 376. № 1. С. 80–84.
 36. Столбов Н.М. К вопросу о возрасте трапсового магматизма архипелага Земля Франца-Иосифа по радиологическим данным // Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. Вып. 4. С. 199–202.
 37. Сурков В.С., Казаков А.М., Девятков В.П., Смирнов В.Л. Нижне-среднетриасовый рифтогенный комплекс Западно-Сибирского бассейна // Отечественная геология. 1997. № 3. С. 31–37.
 38. Тараховский А.Н., Фишман М.В., Школа И.В. и др. Возраст траппов Земли Франца-Иосифа // Прогнозирование и оценка никеленосности новых рудных районов на Севере Сибирской платформы. Л.: ПГО "Севморгеология", 1983. С. 100–108.
 39. Тектоническая карта Баренцева моря и северной части Европейской России. М. 1 : 2500000 / Под ред. Н.А. Богданова, В.Е. Хаина. М.: Картография, 1996.
 40. Тектоническая карта морей Карского и Лаптевых и Севера Сибири. М. 1 : 2500000 / Под ред. Н.А. Богданова, В.Е. Хаина. М.: Федеральная служба геодезии и картографии РФ, 1998.
 41. Тимонин Н.И. Печорская плита: История геологического развития в фанерозое. Екатеринбург: Изд-во Уро РАН, 1998. 240 с.
 42. Удинцев Г.Б. Рельеф и строение дна океанов. М.: Недра, 1987. 239 с.
 43. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М.: Научный мир, 2000. 606 с.
 44. Хаин В.Е. Крупномасштабная цикличность, ее возможные причины и общая направленность тектонической истории Земли // Фундаментальные проблемы общей тектоники / Под ред. Ю.М. Пушаровского. М.: Научный мир, 2001. С. 403–424.
 45. Хаин В.Е. Формирование современных океанов и осадочных чехлов континентальных платформ // Докл. АН. 2001. Т. 376. № 2. С. 229–230.
 46. Хаин В.Е., Балуховский А.Н. Историческая геотектоника. Мезозой и кайнозой. М.: Недра, 1993. 451 с.
 47. Хаин В.Е., Сеславинский К.Б. Глобальные изменения эндогенной активности Земли в мезозое и кайнозое // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1992. № 4. С. 3–25.
 48. Шипилов Э.В. О грабен-рифтовой системе Чукотского моря // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 10. С. 96–107.
 49. Шипилов Э.В. О влиянии процессов молодого океанообразования на становление континентальных окраин Арктики // Седиментологические процессы и эволюция морских экосистем. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2001. С. 193–208.
 50. Шипилов Э.В. Геодинамика генераций поздне-мезозойско-кайнозойского океанообразования Арктики в свете геолого-геофизических данных о строении ее континентальных окраин: новые идеи // Тектоника и геофизика литосферы. М.: ГЕОС, 2002. Т. 2. С. 327–332.
 51. Шипилов Э.В. Тектоника осадочного чехла и фундамента северо-запада Баренцевоморской континентальной окраины (шельф архипелага Шпицберген) // Комплексные исследования природы

- Шпицбергена. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2002. С. 86–100.
52. Шпилов Э.В., Богданов Н.А., Хаин В.Е. Глубинная структура и тектонические преобразования Арктической окраины Евразии в фанерозое (Баренцево, Карское и Лаптевых моря) // Общие вопросы тектоники. Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 605–608.
 53. Шпилов Э.В., Моссур А.П. Об аномальных сейсмических горизонтах в осадочном чехле Баренцева моря // Геотектоника. 1990. № 1. С. 90–97.
 54. Шпилов Э.В., Тарасов Г.А. Региональная геология нефтегазоносных осадочных бассейнов Западно-Арктического шельфа России. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1998. 306 с.
 55. Шпилов Э.В., Шкарубо С.И. Тектоника и геодинамика областей молодого океанообразования // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 1998. Т. 2. С. 281–284.
 56. Шпилов Э.В., Шкарубо С.И., Богданов Н.А., Хаин В.Е. О тектоно-геодинамических взаимоотношениях областей молодого океанообразования с континентальными окраинами Арктики (Шпицбергенской и Лаптевогорской) // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Вып. 3. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2003. С. 41–58.
 57. Шпилов Э.В., Юнов А.Ю. О генезисе антиклинальных структур месторождений углеводородов восточной части Баренцева моря // Докл. АН. 1995. Т. 342. № 1. С. 87–88.
 58. Шпилов Э.В., Юнов А.Ю., Свистунов Ю.И. Закономерности строения асейсмичных хребтов Мирового океана // Геология и минеральные ресурсы Мирового океана и шельфовых областей. Л.: Изд-во ПГО "Севморгеология", 1989. С. 58–68.
 59. Шкарубо С.И. Геодинамические аспекты эволюции северной части Норвежско-Гренландского бассейна // 25 лет на Арктическом шельфе России. Мурманск: МАГЭ, 1999. С. 71–79.
 60. Юшкин Н.П., Тимонин Н.И., Фишман М.В. Рудные формации и проблемы металлогении Вайгач-Южно-Новоземельского антиклинория. Препринт. Сыктывкар: Изд-во Коми НЦ РАН, 1975. Вып. 6. 48 с.
 61. A Geologic Time Scale 1989. Cambridge University Press. 1989.
 62. Dallman W.K., Andresen A., Bergh S.G., Maher H.D. (Jr), Ohta Y. Tertiary fold-and-thrust belt of Spitsbergen Svalbard. Oslo: Norsk Polarinstitut, 1993. Meddelelser № 128. 46 p.
 63. Dibner V.D. Geology of Franz Josef Land. Oslo: Norsk Polarinstitut, 1998. Meddelelser № 146. 190 p.
 64. Eldholm O., Faleide J.J., Myhre A.M. Continent – ocean transition at the western Barents Sea // Svalbard continental margin // Geology. 1987. Vol. 15. P. 1118–1122.
 65. Embry A.F. Geological and geophysical evidence in support of the hypothesis of anticlockwise rotation of northern Alaska // Marine geology. 1990. № 93. P. 317–329.
 66. Faleide J.J., Gudlaugsson S.T., Eldholm O., Myhre A.M., Jackson H.R. Deep seismic transects across the sheared western Barents Sea-Svalbard continental margin // Tectonophysics. 1991. 189. P. 73–89.
 67. Faleide J.J., Myhre A.M., Eldholm O. Early Tertiary volcanism at the western Barents Sea margin // Eds. A.C. Morton, L.M. Parsons // Early Tertiary Volcanism and the opening of the NE Atlantic. Spec. Publ. Geol. Society of London. 1988. Vol. 39. P.135–146.
 68. Gabrielsen R.H., Faereth R.B., Jensen L.N., Kalheim J.E., Riis F. Structural Elements of the Norwegian continental shelf. Part 1: The Barents Sea Region // NPD-bulletin № 6. Norway: OlieDirektoratet, 1990. 33p.
 69. Gading M. Triassic evolution in the Barents Sea, Norwegian and Russian sectors: a seismic and sequence stratigraphic approach // Doctor ingenioravhandling. Trondheim. Norway: Institute for Geologi og Bergteknikk, 1993. 235 p.
 70. Gayer R.A., Gee D.G., Harland W.B., Miller J.A., Spall H.R., Wallis R.H., Winsens T.S. Radiometric age determinations on rocks from Spitsbergen. Oslo: Norsk Polarinstitut, 1966. Skrifter № 137. 39 p.
 71. Jansa L.F., Pe-Piper G. Middle Jurassic to Early Cretaceous igneous rocks along Eastern North American continental margin // The Amer. Assoc. of Petroleum Geologists Bulletin. 1988. Vol. 72. № 3. P. 347–366.
 72. Jokat W. Seismic investigations along the western sector of Alfa Ridge, Central Arctic Ocean // Geophys. J. Intern. 2003. Vol. 152. P. 185–201.
 73. Jokat W., Venzelmann-Neben G., Kristoffersen Y., Rasmussen T. Lomonosov Ridge – a double-sided continental margin // Geology. 1992. Vol. 20. P. 887–890.
 74. Jokat W., Weigelt E., Kristoffersen Y., Rasmussen T., Shone T. New insights into the evolution of the Lomonosov Ridge and the Eurasian Basin // Geophys. J. Int. 1995. № 122. P. 378–392.
 75. Lany L.S. A new plate kinematic model of Canada Basin evolution // Proceedings Intern. Conference on Arctic Margins. IMMS. Anchorage. Alaska. 1992. P. 283–288.
 76. Larsen V.B. A synthesis of tectonically-related stratigraphy in the North Atlantic-Arctic region from Aalenian to Cenomanian time. Norsk Geol. Oslo: Tidsskrift, 1987. Vol. 67. P. 281–293.
 77. Lawver L.A., Muller R.D., Srivastava S.P., Roest W. The opening of the Arctic Ocean // Eds. Bleil U., Thiede J. // Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic. NATO ASI Ser. C. 308: Dordrecht (Kluwer Academic Publ). 1990. P. 29–62.
 78. Laxon S., McAdoo D. Arctic Ocean Gravity Field Derived From ERS-1 Satellite Altimetry // Science. 1994. Vol. 265. P. 621–624.
 79. Macnab R., Verhoen J., Roest W., Arcani-Hamed J. New Database Documents the Magnetic Character of the Arctic and North Atlantic // EOS. 1995. Vol. 76. № 45. P. 449, 458.
 80. McWhae J.R. Tectonic history of Northern Alaska, Canadian Arctic, and Spitsbergen regions since Early Cretaceous // The American Assotiation of Petroleum Geologists Bulletin. 1986. Vol. 70. N 4. P.430–450.
 81. Myhre A.M., Thiede J., Firth J.V. et al. Proceedings of the Ocean Drilling Program. Initial Reports. 1995. Vol. 151. 926 p.
 82. Nikishin A.M., Ziegler P.A., Abbot D., Brunet M.-F., Cliftingh S. Permo-Triassic intraplate magmatism and rifting in Eurasia: implications for mantle plumes and mantle dynamics // Tectonophysics. 2002. 351. P. 3–39.

83. Post-Caledonian Tectonic Evolution of Svalbard / Eds. W. Dallman, A. Andresen, A. Krill // Norsk Geologisk Tidsskrift. Oslo. 1990. Vol. 72. № 1. 140 p.
84. *Saettem J., Bugge T., Fanavoll S., Goll R., Mork A., Mork M., Smelror M., Verdenius J.* Cenozoic margin development and erosion of the Barents Sea: Core evidence from southwest of Bjornoya // *Marine Geology*. 1994. Vol. 118. P. 257–281.
85. *Sigmond E.M.O.* Bedrock map of Norway and adjacent ocean area. Scale 1 : 3 million. Trondheim: Geological Survey of Norway, 1992.
86. *Skilbrei J.R., Faleida J.I., Myklebust R.* Geological structure of northwestern Barents Sea from aeromagnetic images and seismic data (74°30' N–78° N) // *Proceedings of the Second International Barents Symposium "Oil and Gas in the Barents Region"*. September 15–18, 1994. Norway: Kirkenes, 1994. P. 1–31.
87. *Solheim A., Musatov E., Heintz N.* Geological aspects of Franz Josef Land and the northernmost Barents Sea. Oslo: Norsk Polarinstitut, 1998. Meddelelser N 151. 120 p.
88. *Talwani M., Eldholm O.* Evolution of the Norwegian – Greenland Sea // *Geological Society of America Bulletin*. 1977. Vol. 88 P. 969–999.
89. *The Arctic Ocean Region*. Vol. L. *Geology of North America* / Eds. A. Grantz, L. Jonhson, J.F. Sweney. Geol. Soc. Amer. Boulder Co, 1990. 644 p.
90. *The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO)*. <http://www.ngdc.noaa.gov>. 2001.
91. *Worsly D., Aga O.J., Dalland A., Everhoi A., Thon A.* *The Geological History of Svalbard*. Stavanger: Statoil, 1986. 121 p.
92. *Ziegler P.A.* Evolution of the Arctic-North Atlantic and Western Tethys. AAPG. Memoir 43. Tulsa, Oklahoma, USA: Shell Intern. Mij. B.V., 1987. 198 p. + 30 plate.
93. *Ziegler P.A.* Evolution of Laurussia: a study in Late Palaeozoic plate tectonics. Dordrecht/Boston/London: Kluwer Academic Publishers, 1989. 102 p. + 14 plate.
94. *Zonenshain L.P., Natapov L.M.* Tectonic history of the Arctic region from the Ordovician through the Cretaceous // *The Arctic Seas: Climatology, Oceanography, Geology and Biology* / Ed. Herman Y. New York, 1989. P. 829–862.

Рецензент: В.Е. Хаин

Tectono-Geodynamic Evolution of Arctic Continental Margins during Epochs of Young Ocean Formation

E. V. Shipilov

*Murmansk Marine Biological Institute, Kola Scientific Center, Russian Academy of Sciences,
ul. Vladimirskaia 17, Murmansk, 183010 Russia
e-mail: ship@polarcom.ru*

Based on the complex study and interpretation of marine geological and geophysical data, the main structural features of the Barents–Kara and other continental margins are considered in the context of reconstructions of the tectono-geodynamic environments that existed during breakdown of the last Pangea and resulted in the formation of young oceanic basins in the Arctic. Attention is focused on three principal stages of the regional evolution. In the Late Paleozoic–Early Mesozoic, the Arctic periphery of the North Eurasia was affected by opposite tectono-geodynamic processes. The constructive (accretionary) regime was related to the collision or to its final phases responsible for the North Eurasia formation, while the destructive regime was characterized by the large-scale rifting induced by the North Asian superplume activity. It cannot be ruled out that the Barents margin was influenced by one of the Paleopacific offsets. The anomalous appearance of the East Barents basin with its avalanche, although starved accumulation of the extremely thick sedimentary fill, the reduced Earth's crust, and basaltic magmatism was a consequence of the interference of the above regimes. In general, the stable regime of the margin evolution gave way to the mobile regime with overall transition from carbonate to terrigenous sedimentation and with further stepwise intensification of lithosphere destruction eventually giving rise to the opening of oceanic basins in the Mesozoic and Cenozoic. The Jurassic–Cretaceous stage of oceanic basin formation determined the opening of the Arctic largest Amerasia Basin reflected in the tectono-geodynamic and facies rearrangements at the Barents Sea margin. The destructive, faulted propagation of the axial spreading zone from the Amerasia Basin to the continental margin was related to the system of SW–NE-trending deep riftogenic troughs directed toward the opening North Atlantic. The Late Cretaceous–Cenozoic stage was characterized by the formation of the Norwegian–Greenland and Eurasia basins and development of the Arctic continental margins. The opening of young oceanic basins was accompanied by detachment of continental crustal blocks (microcontinents) from the margins, by shifts or jumps of oceanic spreading centers along the barrier-type transform zones at the continent–ocean boundary, by continental margin stretching (rifting) of the Earth's crust, plateau-basalt magmatism, and by some other tectono-geodynamic phenomena relevant to the ocean formation.

УДК 551.247.2(571.1)

ПРОИСХОЖДЕНИЕ САМАРОВСКИХ ДИСЛОКАЦИЙ В НИЗОВЬЯХ ИРТЫША (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

© 2004 г. Р. Б. Крапивнер

Гидрогеологическая и геоэкологическая компания ЗАО "Гидэк", 105203, Москва, 15 Парковая, д. 10А

Поступила в редакцию 17.11.2003 г.

В районе г. Ханты-Мансийска и с. Самарово расположен эрозионно-тектонический останец водораздельного плато, в строении которого участвует аллохтонное тело палеоценовых отложений площадью около 8 км^2 и объемом порядка 0.1 км^3 , расположенное на 560–600 м гипсометрически выше уровня своего нормального залегания. Аллохтон состоит из беспорядочной смеси мелких фрагментов кремнисто-глинистых пород датского, зеландского и танетского возраста. Он включен в толщу плиоцен-четвертичных отложений, которые подстилаются нормальной стратиграфической последовательностью олигоценовых и более древних слоев. Приводятся данные в пользу того, что аллохтон представляет собой серию сменяющих одна другую по латерали диапировых шляп, а активную роль в процессе диапиризма играли кремнисто-глинистые отложения раннего и позднего палеоцена мощностью ~190 м. Рассмотрены динамические условия формирования диапировых структур. Обосновывается вывод о том, что в их развитии большое значение имели геологически медленные движения по разломам в начале эпохи неотектонической активизации. В дальнейшем из-за усиления неотектонической активности процессы диапиризма прекратились, и разломы распространялись вверх по разрезу, достигнув поверхности Земли.

ВВЕДЕНИЕ

Самаровские дислокации были обнаружены на правом берегу р. Иртыш в 15 км от его устья в конце позапрошлого века (В.К. Высоцкий, 1896 г.). Они локализованы в пределах останца водораздельного плато, имеющего в плане форму неправильного, вытянутого на северо-запад овала размером $5 \times 2.5 \text{ км}$ площадью около 10 км^2 . На останце и примыкающей с севера низкой террасе расположен г. Ханты-Мансийск, а на узком сегменте поймы к югу от него – с. Самарово, вследствие чего в литературе этот останец называют Самаровским. На его крутых южных и юго-западных склонах обнажаются крупные пластообразные тела палеогеновых кремнисто-глинистых пород, включенные в толщу плиоцен-четвертичных отложений. По литологическим признакам они были отнесены к талицкой свите и нижнелюлинворской подсвите, в рассматриваемом регионе обычно погруженным на сотни метров ниже урезом рек. Так, опорной Ханты-Мансийской скважиной (рис. 1, 2) нижнелюлинворская подсвита вскрыта в нормальном залегании на 560–600 м ниже, чем в упомянутых экзотических выходах. Пройденный через Самаровский останец профиль сейсморазведки МОВ ОГТ (В.И. Пасечник и др., 1968 г.) зафиксировал горизонтальное залегание слоев плитного чехла в нормальной стратиграфической последовательности.

Природа аллохтонных тел палеогеновых пород и сопровождающих их дислокаций служит объектом длительной дискуссии. Большинство

авторов считает экспонированные в обнажениях деформационные структуры гляциодислокациями, а палеогеновые аллохтоны – гигантскими глыбами, отторгнутыми и перенесенными плейстоценовым покровным ледником из района приповерхностного залегания палеоценовых слоев, перекрытых лишь новейшими образованиями [2, 3, 13, 15, 16 и др.]. Ближайший такой район расположен в 350–400 км северо-западнее, на левобережье р. Северная Сосьва. Высыкалось также предположение о том, что опоксидные глины в разрезах Самаровского останца находятся в нормальном залегании [12 и др.]. Выводы исследователей поначалу базировались на наблюдениях в двух крупных обнажениях, получивших название “Самаровская гора” и “Пионерская гора”. Нами на основании изучения этих и других естественных разрезов, а также керн пяти пробуренных на останце неглубоких скважин были приведены многочисленные факты, не согласующиеся с представлениями о гляциотектоническом происхождении Самаровского палеогенового аллохтона, и предложена гипотеза о диапировой природе аномального залегания палеогеновых пород и сопровождающих этот феномен дислокаций [7]. Было также показано, что представления о напорной деятельности равнинных ледников и возникновении обусловленных ею гляциодислокаций и гигантских ледниковых отторженцев типа Самаровского противоречат ряду фундаментальных положений гляциологии и геодинамики [10].

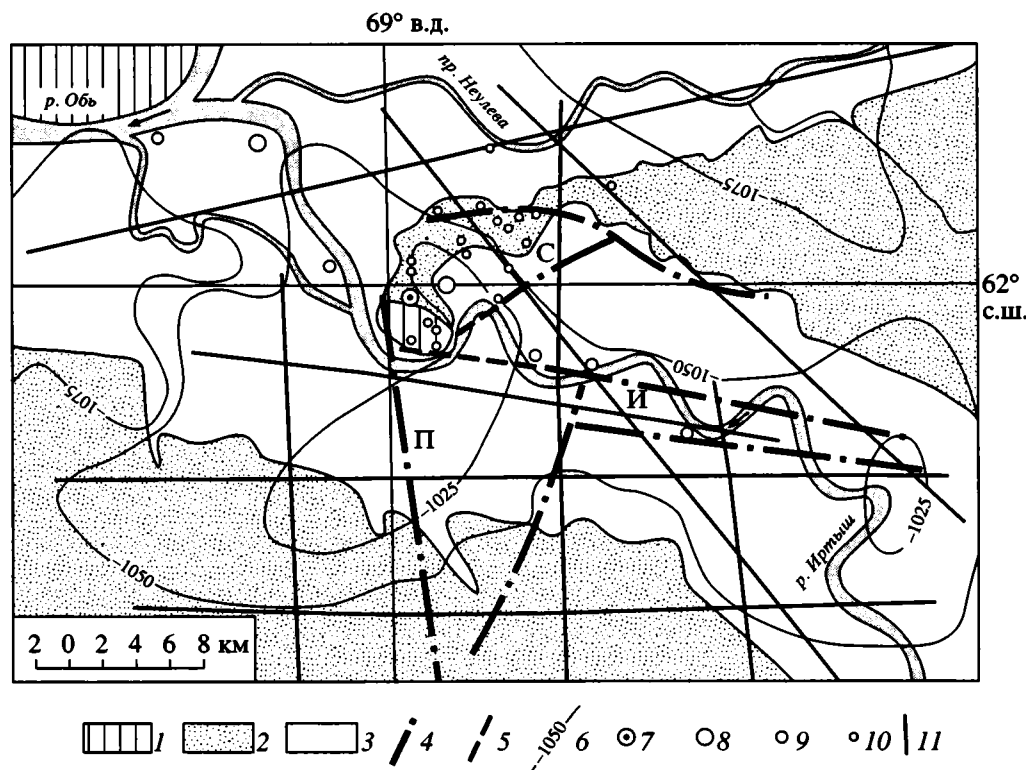


Рис. 1. Структурно-геоморфологическая позиция Самаровского останца

1 – водораздельное плато; 2 – низкие надпойменные террасы; 3 – поймы; 4 – разломы, смещающие поверхность промежуточного структурного этажа, по данным сейсморазведки ОГП МПВ (Г.М. Голошубин и др. 1986 г.); 5 – то же, с учетом наблюдений в обнажениях Самаровского останца; 6 – изогибы кровли сеномана (Г.К. Боярских и др., 1984 г.); 7–10 – скважины: 7 – опорная Хантымансийская, 8 – разведочные, вскрывшие поверхность промежуточного структурного этажа, 9 – структурно – поисковые, остановленные в верхнеюлиновской подсвите, 10 – картировочные и гидрогеологические, остановленные в тавдинской свите, 11 – линии профилей сейсморазведки ОГП МПВ; И, П, С – Иртышский, Пионергорский и Самаровский разломы

В последующие годы на площади останца было пробурено 7 скважин глубиной от 200 до 350 м с подробным описанием керна и применением стандартного каротажа. Три наиболее глубокие из них остановлены в глинах верхнеэоценовой тавдинской свиты. В 2001, 2002 гг. автором было выполнено повторное изучение обнажений и керна трех пробуренных в 2002 г. скважин (№№ 1к–3к). Образцы из обнажений и скважин анализировались в Лаборатории палеофлористики ГИН РАН (Г.Н. Александрова, Н.И. Запорожец) и в химической лаборатории ВСЕГИНГЕО, где в породах палеоэоценового аллохтона определялось содержание общего и свободного кремнезема. Шлифы из палеоэоценовых пород рассмотрены проф. В.Т. Фроловым (МГУ), а состав растворенного газа из водозаборных скважин изучался во ВНИГРИ. Полученные данные позволяют, по нашему мнению, отказаться от представлений о гляциотектоническом происхождении палеоэоценового аллохтона и дислокаций новейших отложений и обосновать вывод об их тектонической природе. Поднятая проблема вызывает особый интерес еще и пото-

му, что решается в пределах компактного легко доступного района, расположенного в центре обширной нефтеносной провинции, иллюстрируя важный для поисково-разведочной практики пример связи приповерхностных тектонических структур с глубинными.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Район Самаровского останца расположен в пределах Уват-Хантымансийского срединного массива фундамента и в осевой зоне крупной Мансийской синеклизы осадочного чехла. Глубина залегания поверхности фундамента 4–5 км и достигает максимума как раз близ с. Самарово. Докембрийское основание перекрыто слабо дислоцированными палеозойскими породами промежуточного структурного этажа мощностью 1–2 км. По данным сейсморазведки методом преломленных волн (Г.М. Голошубин и др., 1986 г.), на площади, окружающей Самаровский останец, выявлена система разломов протяженностью 17–25 км,

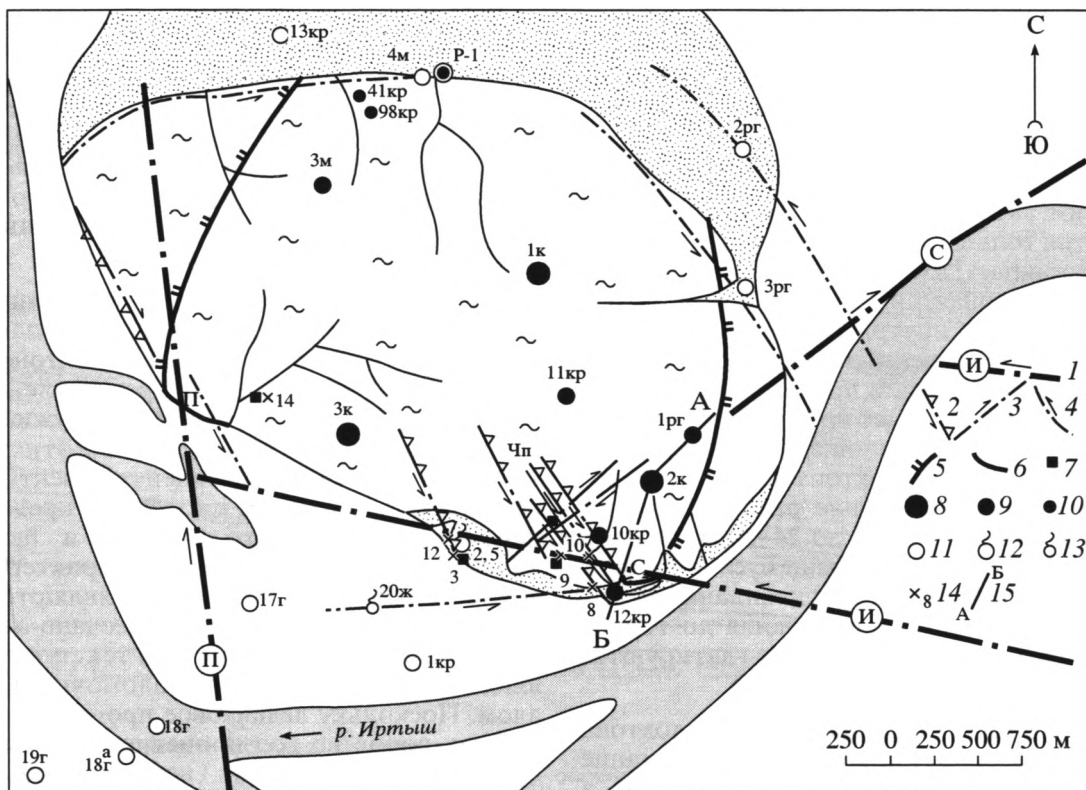


Рис. 2. Геологическое строение района Самаровского останца

1 – главные разломы (буквы в кружках: И – Иртышский, П – Пионергорский, С – Самаровский); стрелками показано направление сдвигового смещения крыльев; 2–4 – вторичные разрывные нарушения: 2 – взбросо-сдвиги, 3 – сбросо-сдвиги, 4 – взбросо- и сбросо-сдвиги, предполагаемые по геолого-геоморфологическим признакам; 5 – граница области распространения палеоценового аллохтона; 6, 7 – выходы палеоценовых пород: 6 – крупные (П – “Пионерская гора”, С – “Самаровская гора”), 7 – мелкие; 8–13 – скважина и ее номер, буквы около номера обозначают источник сведений: г – Гидропроект 1956 г., ж – Жуков В.В. и др., 1965 г., к – Падилов А.В. и др., 2003 г., кр – Крапивнер Р.Б. и др., 1969 г., м – Мингалева В.А. 1970 г., р – Николаева П.Т., 1971 г., рг – Зайонц И.Л. и др., 1984 г.; 8–10 – скважины, вскрывшие палеоценовый аллохтон и остановленные в: 8 – тавдинской свите, 9 – олигоценых отложениях, 10 – палеоценовых отложениях; 11 – вскрывшие олигоценые отложения за пределами Самаровского останца, 12 – водозаборные скважины с интенсивным газовыделением на глубине 220–230 м (см. рис. 7), 13 – скважина, вскрывшая приповерхностную газовую шапку; 14 – обнажение, упоминаемое в тексте, и его номер; 15 – линия геологического разреза (см. рис. 4); Чп – Чапаевский лог. Остальные обозначения см. на рис. 1

секущих подошву и поверхность промежуточного структурного этажа. Разломы, имеющие непосредственное отношение к происхождению Самаровских дислокаций, названы нами Иртышским, Пионергорским и Самаровским (см. рис. 1).

В основании верхнего структурного этажа залегают юрские образования (~300 м), сменяющиеся вверх по разрезу мощной толщей меловых, палеогеновых и плиоцен-четвертичных отложений. По самому верхнему из регионально прослеживаемых опорному отражающему горизонту “Г” (кровля сеномана) район находится на северном фланге пологого антиклинального поднятия (Г.К. Боярских и др., 1984 г.). Близ его западного окончания обособляется локальное поднятие, ограниченное замкнутой изогипсой –1025 м, огибающее Самаровский останец с юго-востока и северо-востока (см. рис. 1). В несколько измененном

виде это локальное поднятие проявлено и по более глубоким опорным отражающим горизонтам: “М” (низы апта) и “Б” (кровля верхней юры).

В пределах останца скважины непосредственно под новейшими образованиями вскрывают олигоценую песчано-глинистую толщу с прослоями лигнита мощностью 210–260 м (атлымская и новомихайловская свиты), а под ней – глины верхнеэоценовой тавдинской свиты. Ее полная мощность 120–140 м. Залегающие ниже люлинворская и талицкая свиты изучены слабо, главным образом, по данным опорного бурения. Первая из них подразделяется на две подсвиты. Верхняя относится к ипрскому и лютетскому ярусам [1] и представлена диатомовыми глинами (150–170 м), нижняя – датируется танетским ярусом и сложена опоковидными глинами с подчиненными прослоями опок (60 м). Талицкая свита

мощностью ~130 м имеет датско-зеландский возраст и включает низы танета. Считается, что она сложена черными глинами с высоким содержанием пелитового материала, местами переходящими в опоковидные глины.

Кремнисто-глинистые палеоценовые отложения образуют экзотический пластообразный аллохтон внутри толщи новейших отложений Самаровского останца. Помимо обнажений на его юго-западных склонах, они экспонированы в трех небольших выходах внутри площади останца и вскрыты всеми пробуренными на ней скважинами. По всей вероятности, в пределах останца палеоценовый аллохтон имеет почти сплошное распространение, занимая площадь около 8 км² (см. рис. 2). Мощность аллохтона непостоянна из-за неравномерного по глубине размыва его поверхности, изменяясь от 4–5 до 24–29 м, обычно составляя 10–15 м. По содержащемуся в породах аллохтона органикостенному фитопланктону их возраст изменяется от раннего дания до терминального танета, чаще всего образцы датируются зеландием или танетом.

Основной объем палеоценового аллохтона слагают опоковидные глины. Общее содержание SiO₂ в них составляет 70–84% (в среднем 76%), а свободного кремнезема – 24–47% (в среднем 35%). По этому показателю и по внешнему облику опоковидные глины зеландского и танетского ярусов, т.е. талицкой свиты и нижнелюлинворской подсвиты, практически идентичны. Кроме того, выделяются черные глины зеландского или раннетанетского возраста с относительно пониженным содержанием свободного SiO₂ (15–16%), а также смоляно-черные пластичные глины типично “талицкого” облика почти без примеси свободного кремнезема (0.7–4.4%), датированные данием.

Местами опоковидные глины сменяются по латерали опоками. Так, на северо-западной оконечности обнажения “Пионерская гора” был экспонирован тектонически сдвоенный горизонт глинистых опок мощностью 6–7 м и видимой протяженностью до 30 м [6, 16]. Порода прочная, не обладает свойством гидропластичности, хотя среднее содержание пелитовой фракции 38% (в опоковидных глинах 56%). К 2001 г. опоки были уничтожены склоновыми процессами и их место заняли опоковидные глины, не отличимые от выступающих в основной части обнажения. Рыхлая дресвяно-щелнистая толща опок видимой мощностью 20 м, датированная по фитопланктону зеландием, залегает в цоколе высокой террасы в устье Чапаевского лога (обнажение № 10, см. рис. 2). Помимо глин и опок, в составе аллохтона изредка присутствуют диатомиты. Они встречаются в основании мощного (23 м) горизонта опоковидных глин, пробуренного скважиной № 1-к.

Характерной чертой опоковидных и слабо кремнистых глин, а также опок и диатомитов является их брекчиевая структура. Эти породы состоят из разноразмерной угловатой щебенки и дресвы, погруженных в основную массу того же состава. Раздробленность пород проявлена и на микроуровне: в шлифах размер обломочков изменяется от 0.2 до 5 мм и более. Как правило, породы не имеют первичной слоистости.

Общая мощность новейших отложений в пределах Самаровского останца вместе с заключенным внутри них палеоценовым аллохтоном изменяется от 105 до 170 м. Они представлены двумя регионально развитыми свитами – мужиноуральской и салехардской [4]. Отложения этих свит повсеместно разделены границей седиментационного перерыва и размыва, к которой в пределах нынешнего Самаровского останца и приурочен аллохтон палеоценовых пород. Характерным литотипом новейших отложений являются плотные, плохо сортированные песчано-алевритоглинистые породы монолитной текстуры с рассеянным эрратическим грубообломочным материалом. Поскольку ледниковое происхождение подобных пород не всегда очевидно, для них был предложен генетически нейтральный термин “диамиктон” [19]. Нами, как и рядом других авторов, предполагается бассейновый генезис диамиктонов севера Западно-Сибирской равнины. Ранее такой вывод был обоснован для Печорской равнины [21]. Еще одной специфической группой фаций являются ленточнослоистые глины, представляющие собой осадки приливной литорали северных морей [5].

Мужиноуральская свита (нижний плиоцен) представлена аллювиальными и прибрежными песками, ленточно-слоистыми глинами и диамиктоном (рис. 3, 4) общей мощностью 63–89 м, изредка сокращающейся до 37 м. В ее вещественном составе запечатлены следы размыва палеоценовых опок и опоковидных глин, а также верхнеэоценовых тавдинских глин, что фиксируется минералогией тяжелой фракции [6], присутствием переотложенного палеоценового и тавдинского органикостенного фитопланктона, а в верхней части разреза – обломков палеоценовых опок. Все это указывает на существование в мужиноуральское время в районе нынешнего Самаровского останца подвергавшихся размыву выходов палеоценовых и эоценовых пород.

Палеоценовый аллохтон в пределах останца налегает на разные литопачки мужиноуральской свиты. В его основании повсеместно распространен горизонт, в котором палеоценовые породы механически смешаны с другими отложениями. Он состоит из беспорядочного линзовидного чередования диамиктона, пылеватого песка, в которых чувствуется примесь материала палеоцено-

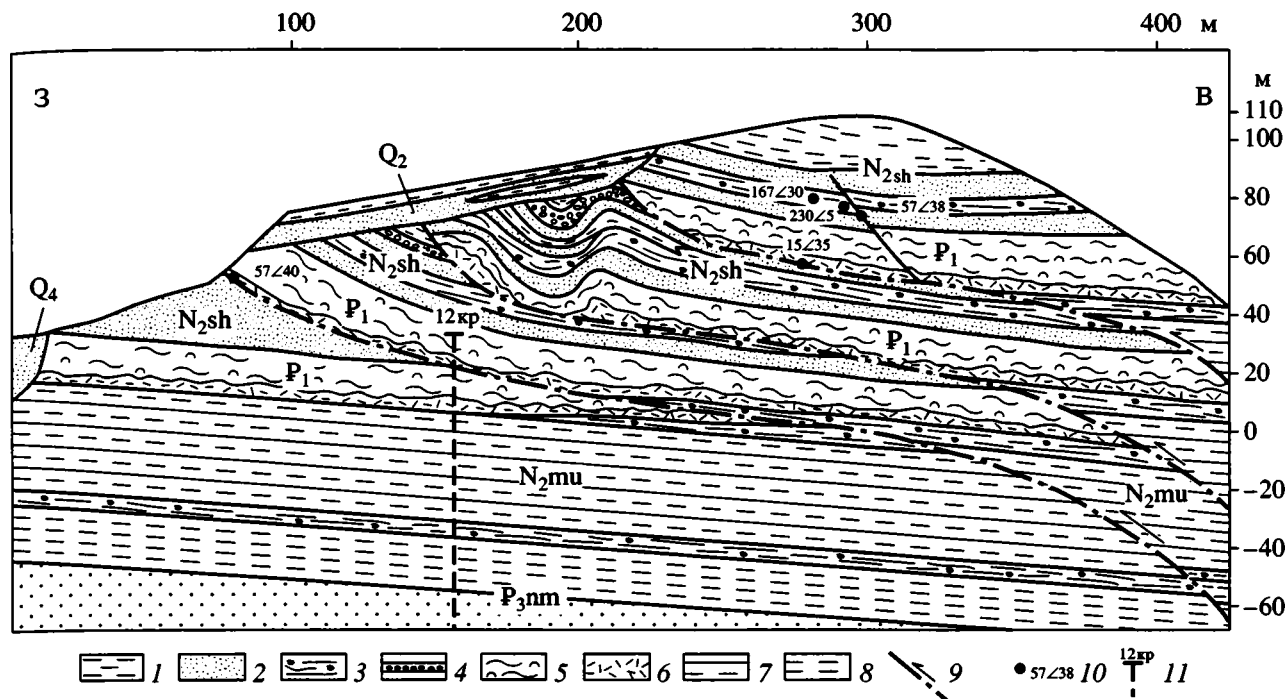


Рис. 3. Строение района обнажения "Самаровская гора"

1 – алевриты; 2 – пески; 3 – диамиктон; 4 – галечники; 5 – опоковидные глины; 6 – горизонт смешения палеоценовых и более молодых пород; 7 – ленточнослоистые глины и алевриты; 8 – глины и алевриты олигоценовой новомихайловской свиты; 9 – вторичные разрывные нарушения; 10 – элементы залегания (азимут и наклон линии падения); 11 – скважина, спущенная на линию разреза. Остальные обозначения см. на рис. 4

вых глин, и палеоценовых глин, замусоренных песком и примесью гальки. Линзовидные прослои не имеют четких границ и сильно деформированы, отпечатки галек в диамиктоне и палеоценовых глинах притерты, блестящие. Мощность этого горизонта изменяется от нескольких дециметров до 4–5 м.

Основная часть разреза салехардской свиты (верхний плиоцен), залегающая под покровными глинистыми алевритами неясного генезиса мощностью 16–23 м, имеет трансгрессивно-регрессивное трехчленное строение: верхняя и нижняя пачки сложены прибрежными песками, средняя – диамиктоном. Мощность свиты 48–72 м, сокращаясь на участках локальных поднятий до 27 м (рис. 4). Во всех литологических разностях, кроме покровных алевритов, распространены обломки опок и опоковидных глин, в нижней песчаной пачке часто образующие послойные скопления. В скважине № 2к в базальных песках встречены три глыбы палеоценовых пород размером 0.5–0.65 м, одна из которых представлена опоковидными, а две другие – черными бескремнистыми глинами. По фитопланктону все они датированы зеландием. Таким образом, признаки размытия локальных выходов палеоценовых пород в салехардское время проявлены еще более отчетливо, чем в мужиноуральское.

В юго-восточной части Самаровского останца вблизи подошвы нижней песчаной пачки распространены выдержанные по латерали пласты, которые почти нацело состоят из совершенно неокатанных обломочков палеоценовых глин с включением тонких линзовидных прослоев песка и редкой гальки. Порода имеет рыхлое сложение, зернистую структуру и мощность обычно 0.2–1.0 м. По внешнему облику эти отложения сходны с продуктами грязевого вулканизма – так называемыми сопочными брекчиями, состоящими, в основном, из материала диапировых куполов. В 250 м восточнее обнажения "Самаровская гора" в бортах лога вскрыт горизонт рассматриваемых образований мощностью 10 м. В верхней части он состоит из пласта сопочных брекчий (4 м), которые ниже переслаиваются с песками и тонкими (до 5 см) пропластками диамиктона.

Четвертичные отложения распространены, в основном, за пределами Самаровского останца и залегают непосредственно на олигоценовых слоях. Их разрез начинается талгеплейстоценовыми русловыми песками талагайкинкой свиты мощностью до 25 м, выполняющими погребенную палео-долину, опоясывающую останец с трех сторон и лишь на юго-западе отодвинутую от него на 1.3–1.5 км. На этом аллювии залегают песчано-глинистые отложения террасового ком-

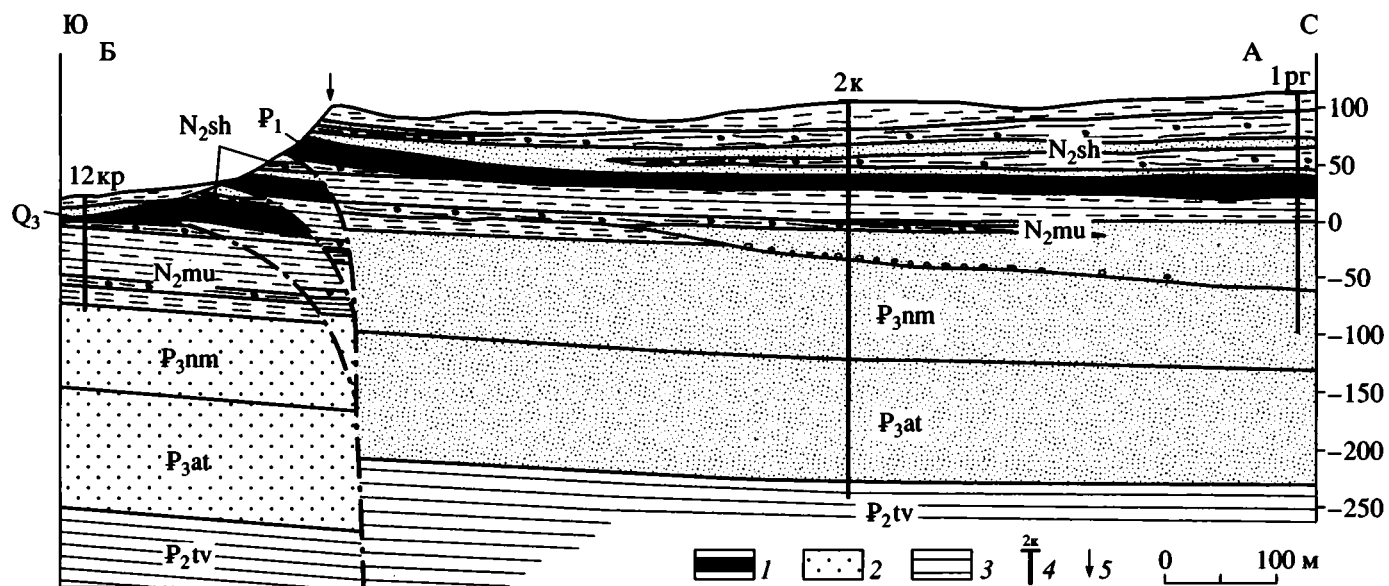


Рис. 4. Геологический разрез по линии АБ (см. рис. 2)

1 – палеоценовый аллохтон; 2 – преимущественно песчаные олигоценые отложения; 3 – глины тавдинской свиты; 4 – скважина и ее номер; 5 – обнажение “Самаровская гора”.

P₂tv, P₃at, P₃nm, N₂mu, N₂sh – тавдинская, атлымская, новомихайловская, мужиноуральская и салехардская свиты. Остальные обозначения см. на рис. 3

плекса мощностью 30–60 м. Обрывки высоких террас шириной 100–200 м встречаются на окраинах останца. Причленяющаяся к нему с севера II надпойменная терраса образует узкую (1–3 км) полосу, отделяющую левобережную пойму Оби от правобережной поймы Иртыша. Наиболее молодым членом четвертичного разреза является аллювий пойменных террас мощностью до 28 м.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ПЛАСТООБРАЗНОГО ПАЛЕОЦЕНОВОГО АЛЛОХТОНА

Важные сведения, помогающие понять природу палеоценового аллохтона, заключены в датировках слагающих его пород по органикостенному фитопланктону. Они охватывают интервал времени от дания до конца танета. В нормальной стратиграфической последовательности отложения этого возраста в районе образуют непрерывный разрез мощностью порядка 190 м, тогда как мощность аллохтона не превышает 29 м. Этот кажущийся парадокс объясняется тем, что аллохтон состоит из механической смеси различающихся по возрасту и иногда по литологии фрагментов единой палеоценовой толщи, вследствие чего наблюдаются стратиграфические инверсии и выпадения значительных стратиграфических интервалов из разреза. Так, в обнажении на правом борту Чапаевского лога (см. рис. 2) опоковидные глины вскрытой мощностью 3 м относятся в верхней части к основанию, а в нижней – к середине танета, двухметровый “пласт” танетского диатомита, вскрытый скважиной № 1к, подстилает опоковидные глины зеландского возраста, в скважине № 3к опоковидный глинистый алеврит датирован терминальным, а залегающие под ним опоковидные глины всего в 3.4 м ниже по разрезу – ранним танетом и т.п. Латеральная литолого-стратиграфическая неоднородность аллохтона иллюстрируется рис. 4. В скважинах 1-рг и 2к он представлен практически бескремнистыми и слабо кремнистыми (содержание свободного SiO₂ соответственно 0.8–4.4 и 14.9%) черными глинами датского возраста мощностью 12–13 м, тогда как в 450 м южнее в обнажении “Самаровская гора” весь аллохтон (~16 м) сложен типичными опоковидными глинами (содержание свободного SiO₂ 33.3%), возраст которых на восточной окраине обнажения зеландский, а на западной – танетский. Размер разновозрастных фрагментов палеоценовых пород, судя по расстоянию между палеонтологически датированными образцами, может не превышать первых метров, причем в опоковидных глинах границы между ними литологически не выражены, маскируясь общей брекчированностью этих пород.

Таким образом, пластообразный палеоценовый аллохтон объемом около 0.1 км³, залегающий внутри новейших отложений Самаровского

останца, не представляет собой монолитного блока или серии крупных блоков нижне- и верхнепалеоценовых отложений. Невозможно допустить, что составляющие его мелкие разновозрастные фрагменты палеоценовых пород при транспортировке ледником на расстояние 350–400 км не смешались с моренным материалом, но сохранились в виде крупного литологически и палеонтологически обособленного пластообразного тела. В этой связи гипотеза о ледниково-отторженцевой природе Самаровского аллохтона должна быть окончательно оставлена.

Фрагментарность разреза палеоценового аллохтона можно объяснить, признав ее парагенетическую связь с брекчиевой структурой последнего. В таком случае оба указанных признака – результат большой пластической деформации, развивавшейся в форме кластического течения пород. Его физический механизм связан с особенностями их поведения при геологически длительной деформации в поле слабых девиаторных напряжений. Структурным проявлением такой деформации на севере Западной Сибири служат диапировые складки, активную роль в росте которых играло кластическое течение опок и опоковидных глин нижнелюлинворской подсвиты [8, 11]. В рассматриваемом районе в состав активного слоя включена и талицкая свита, вывод о преобладающем кремнисто-глинистом составе которой вытекает из палинологических датировок отложений аллохтона. Таким образом, мощность активного в процессе диапиризма слоя равна суммарной мощности талицкой свиты и нижнелюлинворской подсвиты, т.е. примерно 190 м, а относительная высота диапировых куполов, поднимавшихся до уровня кровли мужиноуральской свиты (мощность покровного комплекса), – 560–580 м.

В свете вышеизложенного пластообразный аллохтон палеоценовых кремнисто-глинистых отложений представляет собой, учитывая его размеры, серию сменяющихся по латерали диапировых шляп, возникновение которых было обусловлено диапировым протыканием отложений покровного комплекса и гравитационным разваливанием материала апикальной части диапировых куполов по сформированной мужиноуральскими образованиями топографической палеоверхности. Это разваливание было подобно гравитационному расползанию ледникового щита с той разницей, что питание осуществлялось не сверху, как в леднике, а снизу.

Различные литологические горизонты активного слоя внутри диапирового купола принимали субвертикальное положение, растягивались и разрывались на части [12]. При этом относительно мощные пласты жестких опок образовывали крупные будины, при формировании диапировых

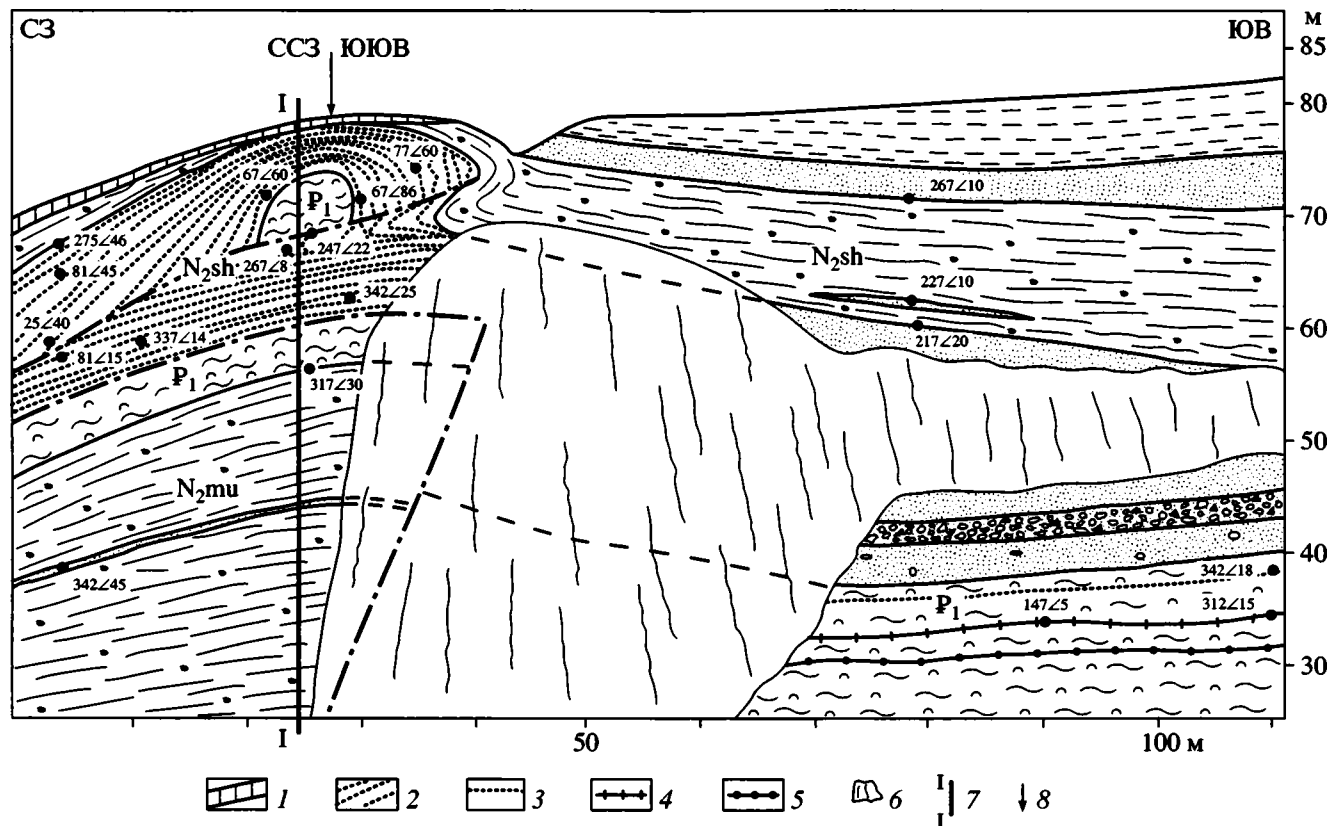


Рис. 5. Строение северо-западной части обнажения "Пионерская гора"

1 – делювий; 2 – слоистые пески; 3–5 – вторичные слои: 3 – песок, 4 – будинированная опока, 5 – рассланцованная глина; 6 – осыпь; 7 – линия поперечного разреза (см. рис. 9); 8 – место резкой смены ориентировки склона останца. Ос- тальные обозначения см. на рис. 3

шляп вновь приобретающие субгоризонтальное положение. Подобные будины были экспонированы в обнажении "Пионерская гора" и в устье Чапаевского лога. Сохранили индивидуальность и мощные (до 12–13 м) пласты высокопластичных бескремнистых глин, которые, судя по палинологическим датировкам, были развиты в основании разреза талицкой свиты. Они участвовали в деформации пассивно, в виде протяженных пластовых "отторженцев", на что указывает отсутствие признаков кластического течения и местами сохранившаяся первичная седиментационная слоистость (обнажение № 3, см. рис. 2). В глинах встречаются секущие слоистость зоны рассланцевания (0.3–0.4 м). Тонкие будинированные горизонты опок и развальцованные прослои рыхлых песков и пластичных глин при растекании диапировых шляп по палеоповерхности создавали вторичные слоистые структуры, которые принимались за седиментационную слоистость внутри крупного ледникового отторженца [15, 16]. Так, в северо-западном конце обнажения "Пионерская гора" (см. рис. 5) в 1.5 м ниже кровли опоковидных глин палеоценового аллохтона, датирован-

ных здесь зеландием, протягивается прослой але- вритистого песка (0.2–0.25 м), содержащего тонкий развальцованный пропласток глянцевого фитодетрита (терминальный танет по фитопланктону). Глины над его верхним контактом рассланцованы в зоне мощностью 0.1–0.15 м. В 3.5 м ниже по разрезу в опоковидных глинах прослежен горизонт глинистой интракластовой (по описанию в шлифе) опоки, мощность которого из-за интенсивного будинажа изменяется от 0.25 до 0.5 м на расстоянии 3.5 м. Еще в 2.3 м ниже встречен разлинзованный горизонт черных слабо кремнистых глин "талицкого" облика (ранний танет по фитопланктону) мощностью 0.1–0.2 м. Поверхность тонких линзовидных тел этих глин длиной до первых дециметров притерта, как на зеркалах скольжения, иногда видны слабые борозды скольжения. Непосредственно ниже по разрезу интенсивно брекчированные опоковидные глины в зоне мощностью 5–10 см прочно сцементированы кремнистым материалом, по фитопланктону они отнесены к зеландию. Все перечисленные вторичные слои залегают субгоризонтально и прослежены в обнажении на многие десятки метров.

Протыкание слоев покровного комплекса сопровождалось развитием по периметру каждого диапира специфической брекчии трения, в которую вовлекались фрагменты вмещающих отложений [22]. При гравитационном разваливании выступающих над палеоповерхностью апикальных частей диапировых куполов эта брекчия оказалась в основании разреза формирующихся диапировых шляп в виде охарактеризованного выше горизонта динамического смещения палеоценовых и более молодых отложений.

Максимальная непрерывно прослеживаемая протяженность единого аллохтонного тела палеоценовых пород зафиксирована в обнажении “Пионерская гора” и составляет 550 м. Истинные его размеры больше, так как с юго-востока обнажение ограничено логом, за которым склон залесен, а с северо-запада аллохтон смещен по разрыву. Учитывая также, что склон Самаровского останца пересекает ископаемую диапировую шляпу по хорде, для ее диаметра вполне вероятной представляется величина порядка 800–850 м. В таком случае предполагаемая площадь палеоценового аллохтона (~8 км²) обеспечивается растеканием материала диапировых шляп из 15 центров, т.е. в пределах Самаровского останца расположено порядка 15 диапировых куполов.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ СОПРОВОЖДАЮЩИХ АЛЛОХТОН ДИСЛОКАЦИЙ

Геолого-геоморфологические признаки указывают на неотектоническую активность разломов, фундамента, выявленных сейсморазведкой ОГП МПВ (Г.М. Голошубин и др., 1986 г.). Так, некоторые из разломов отражены в современном рельефе: к ним приурочен субширотный отрезок долины р. Иртыш, а плавно изогнутая граница между пойменной и II-й надпойменной террасами расположена конформно дугообразному субширотному разлому (см. рис. 1). По материалам бурения вдоль него нижнеплиоценовые отложения (мужиоуральская свита) приведены в тектонический контакт с олигоценными, а кровля верхнеэоценовых тавдинских глин смещена на 10–25 м.

Дислокации плиоценовых и палеоценовых отложений, экспонированные в обрывах Самаровского останца, обнаруживают связь с Иртышским, Пионергорским и, вероятно, Самаровским разломами, свидетельствуя о том, что они проникают в приповерхностные горизонты осадочного чехла и протягиваются в сторону Самаровского останца дальше, чем предполагается по редкой сети сейсмопрофилей (см. рис. 1). Это особенно очевидно для разрывных нарушений, проявленных в обнажении “Самаровская гора”. Они имеют вид серии надвигов запад-северо-западного простирания, по которым палеоценовый аллохтон налегает на салехардскую свиту, образуя тек-

тонические пластины, повторенные в разрезе три раза (см. рис. 3). Амплитуда вертикальной компоненты смещения от 7 до 22 м. Сместитель разрыва в подошве верхней пластины наклонен на северо-северо-восток (12–17°) под углом 30–40°. Поскольку он совпадает по простиранию с субвертикальным Иртышским разломом и расположен точно на его западном продолжении, этот разрыв также должен быть субвертикальным, а его наблюдаемый наклон объясняется приповерхностным выполаживанием сместителя по восстанию, характерным для разломов со взбросовой компонентой смещения крыльев. Механизм этого явления рассмотрен нами ранее [9], его реализации способствовало наличие в верхней части разреза толщи пластичных ленточно-слоистых глин мужиоуральской свиты. Выпуклая вверх форма выполаживавшегося в сторону опущенного крыла сместителя обуславливала его весьма пологий наклон во фронтальной части возникшего покрова. Амплитуда горизонтального тектонического перекрывтия составляла не менее 60–70 м, при некоторой ее критической величине дальнейшее перемещение покрова становилось невозможным из-за возросшего трения, и разлом распространялся по восстанию основной субвертикальной части сместителя, вновь выполаживаясь на более высоком гипсометрическом уровне. В результате возникла так называемая “структура цветка” (см. рис. 4), характерная для разломов взбросо-сдвигового типа [20]. Фрагмент подобной структуры экспонирован и в 350 м западнее (см. рис. 2, обн. 9). Латеральное растяжение покровных тектонических пластин над зоной наибольшего поперечного искривления разлома в их основании компенсировалось образованием многочисленных крутых (60–90°) трещин отрыва шириной от первых сантиметров до 20–30 см. Чаще всего они заполнены салехардскими песками, а в обнажении № 9 (см. рис. 2) – пластичными черными глинами со смешанным комплексом фитопланктона (верхний мел–танет).

Последнему эпизоду расщепления сместителя предшествовало образование асимметричной складки продольного расплющивания палеоценовых глин в основании тектонической пластины и конформного ему изгиба вышележащих салехардских слоев (см. рис. 3). Северо-западная ориентировка складки указывает на наличие левосдвиговой компоненты смещения вдоль породившего ее выположенного у поверхности разрыва. Таким образом, в неотектоническую эпоху Иртышский разлом представлял собой левый взбросо-сдвиг с относительно приподнятым на 60–70 м северным крылом. Это подтверждается ориентировкой и кинематикой оперяющих его вторичных разрывных нарушений, которые экспонированы в обрывах останца от восточной оконечности обнажения “Самаровская гора” до обнажения

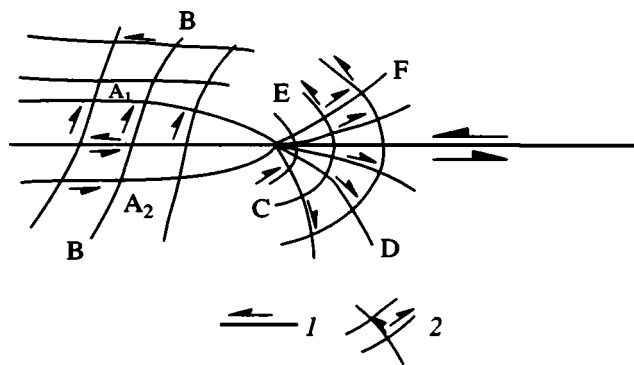


Рис. 6. Вторичные структурные парагенезисы продольного окончания сдвигов, по М. Чиннери [18]
1 – главный разлом; 2 – вторичные разрывные нарушения

№ 9 (см. рис. 2). Они выглядят как малоамплитудные надвиги, более крупные на западных продольных окончаниях тектонических пластин покровного типа, и наклонены на северо-северо-восток ($55\text{--}67^\circ$) под углом $35\text{--}40^\circ$ и менее. Вторичные разрывные нарушения повсеместно сопряжены с главным разломом (см. рис. 3) и, подобно последнему, по-видимому, приобретают крутой наклон с глубиной. Судя по горизонтальному флексуобразному изгибу салехардских слоев в окрестностях одного из таких разрывов в обнажении “Самаровская гора”, эти нарушения, как и главный разлом, обладают компонентой левосдвигового смещения, представляя собой левые взбросо-сдвиги (у поверхности – надвигосдвиги). Этот факт в сочетании с геометрией сопряжения главного разлома с вторичными нарушениями в плане позволяет отнести последние к вторичным разрывам группы Е схемы М. Чиннери (рис. 6), развивающимся в лобовых частях квадрантов сжатия у продольных окончаний разломов сдвигового типа.

Прямые признаки вторичных разрывных нарушений этой группы встречены и гораздо западнее пунктов их экспозиции в обнажениях. Так, в 900 м западнее обнажения “Самаровская гора” на поверхности II надпойменной террасы, узкой полосой вытянутой вдоль основания склона Самаровского останца, расположена группа водозаборных скважин, остановленных в кровле тавдинских глин (см. рис. 7, А). Вода откачивается из олигоценых песков близ контакта с этими глинами в интервале глубин 220–230 м. При этом в двух скважинах из девяти было отмечено интенсивное выделение газа (200 мл на литр воды), вследствие чего их эксплуатация была прекращена. Компонентный состав растворенного газа (CH_4 – 55%, CO_2 – 30%, N_2 – 14%, O_2 – 1.0%, $\text{He} + \text{Ne}$ – 0.003%, C_2H_6 – 0.128%) типичен для нефтегазоносных областей, что наряду с повышенным

содержанием гелия указывает на его поступление из относительно глубоких горизонтов осадочного чехла. Приуроченность газопроявлений к узкой линейной зоне, вытянутой в северо-западном направлении (336°) и расположенной непосредственно над кровлей глин мощного регионального водоупора, указывает на его локальную проницаемость по разрывному нарушению такого же простирания. Геологические признаки последнего обнаружены в невысоком обрыве к площадке расположения водозаборных скважин (обнажение № 12, см. рис. 2). Здесь под мощным делювием слоистые пески и диамиктон салехардской свиты собраны в приразломную складку с косым шарниром, причем крутое (угол падения 77°) и, следовательно, приразломное крыло складки простирается по азимуту 332° , субпараллельно линии расположения скважин с интенсивным выделением газа (см. рис. 7, Б). При падении сместителя разрыва на северо-северо-восток (62°) под углом $75\text{--}80^\circ$ он должен пересечь кровлю глин регионального водоупора как раз по этой линии (см. рис. 7, А). Морфология приразломной складки указывает на то, что разрывное нарушение, с которым она связана, обладает компонентой левостороннего сдвига (см. рис. 7, В), согласующейся с кинематикой других вторичных разрывов группы Е Иртышского разлома.

Самое западное разрывное нарушение группы Е, судя по наблюдениям В.Г. Васильева [2], экспонировано в восточной части обнажения “Пионерская гора”, указывая на то, что Иртышский разлом протягивается до сопряжения с Пионергорским. На северном крыле разлома обособилось узкое (0.4–0.5 км) относительное поднятие, приуроченное к юго-западному флангу Самаровского останца. В салехардское время оно развивалось конседиментационно: мощность салехардских отложений сокращается с 75 м внутри площади останца до 27 м на его дислоцированной юго-западной окраине, в этом же направлении происходит замещение диамиктона (сублитеральные фации) прибрежными песками, вследствие чего его мощность на протяжении ~600 м сокращается с 48 м до 4 м (см. рис. 4).

В основании склона Самаровского останца на южном крыле Иртышского разлома в тыловой части квадранта растяжения (обнажение № 8, см. рис. 2) встречено разрывное нарушение, которое по схеме М. Чиннери (см. рис. 6) может быть отнесено к вторичным разрывам группы С. Зона разрыва имеет субширотное простирание ($\sim 265^\circ$), ширину 2–3 м и заполнена системой поставленных “на головы” тектонизированных пластов и линз салехардского диамиктона, песков и алевроитов, в которых ощущается примесь материала палеоценовых глин. Последние образуют и закономерно распределенные самостоятельные линзовидные тела. Многие линзы деформи-

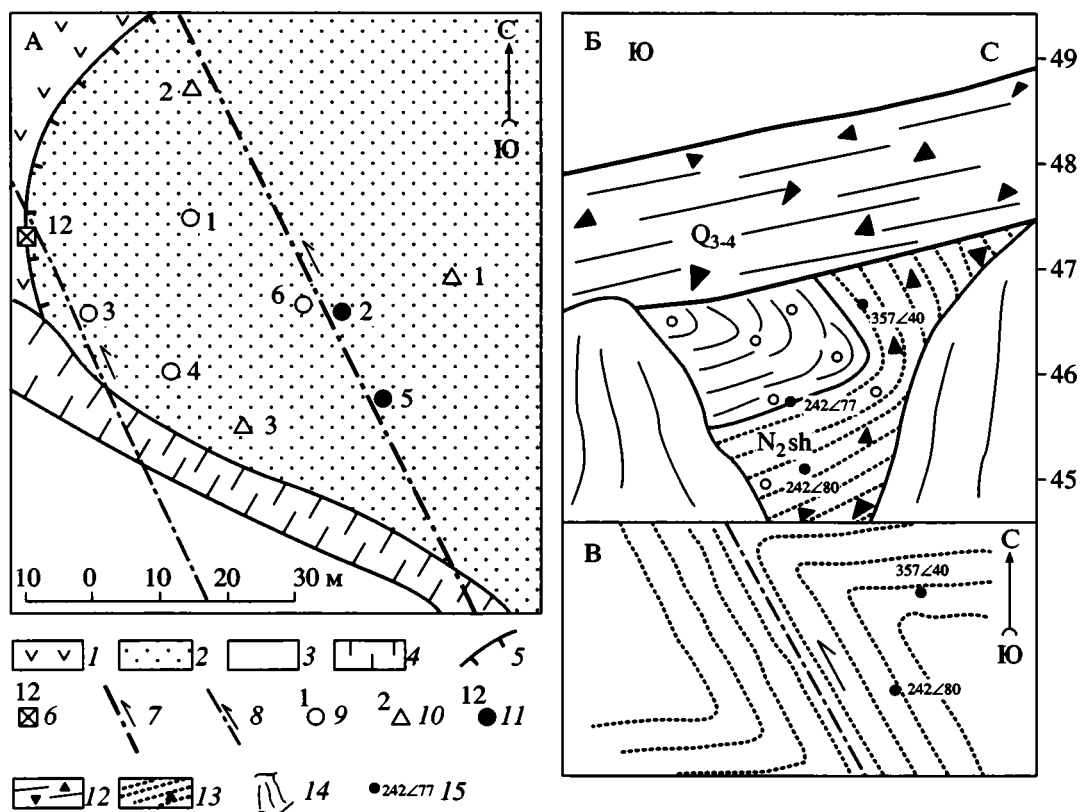


Рис. 7. Миграция газа через толщу палеоцен-эоценовых глин в олигоценные пески по вторичному разрывному нарушению Иртышского разлома: А – план расположения водозаборных скважин, Б – приразломная складка с косым шарниром, экспонированная в обнажении № 12 (см. рис. 7, А), В – складки с косым шарниром в плане

1 – останец высокой надпойменной террасы; 2 – II надпойменная терраса; 3 – пойма; 4 – склон от террас к пойме; 5 – уступ от высокой террасы ко II надпойменной террасе; 6 – обнажение и его номер; 7, 8 – плановое положение линии разрывного нарушения: 7 – на границе олигоценных песков и тавдинских глин, 8 – вблизи поверхности; 9 – водозаборные скважины; 10 – группы водозаборных скважин; 11 – скважины с интенсивным поступлением газа; 12 – суглинки с обломками опок (делювий); 13 – слоистые пески; 14 – осыпь; 15 – элементы залегания. Остальные обозначения см. на рис. 3

рованы. Северное и южное ограничения зоны субвертикальны, срезая приразломные дислокации салехардских отложений на ее крыльях (рис. 8). Морфология сместителя свидетельствует о его раскрытости, а геометрия и плановая ориентировка дислокаций северного крыла разрыва указывают на компоненту левостороннего сдвигового смещения. Кинематически он представляет собой левый сбросо-сдвиг, причем относительно опущенным на 10–15 м является южное крыло разрыва. На его западном продолжении в 1.2 км от обнажения № 8 на пойме (см. рис. 2) была пробурена скважина глубиной 15 м (В.В. Жуков и др., 1965 г.). На глубине 8.8 м под шестиметровой пачкой пойменных суглинков она вскрыла газовую шапку мощностью 0.2 м, находившуюся под давлением 0.5 атмосфер и состоящую из метана (83.2%), углекислого газа (14.2%) и азота (2.5%). Приповерхностное скопление газа указывает на высокую проницаемость зоны разрывного нарушения, на порядок превышающую проницаемость мощ-

ной преимущественно песчаной олигоценовой толщи на его крыльях.

Два разрывных нарушения юго-западного простирания наблюдались в 70 м одно от другого в правом борту Чапаевского лога (см. рис. 2). По первому из них в тектонический контакт, падающий под углом 50° на северо-запад (327°), приведены диамиктон и перекрывающие его в нормальном разрезе пески салехардской свиты. По второму нарушению, круто (85°) падающему в противоположном направлении (ЮВ 137°), эти пески контактируют с породами палеоценового аллохтона. Слой салехардской свиты между обоими нарушениями наклонены под углом от 8 до 30° , а их простирание образует в плане сигмоиду, свидетельствующую о наличии компоненты правостороннего сдвигового смещения вдоль этих разрывов. Последние являются правыми сбросо-сдвигами с амплитудой сбросовой компоненты смещения до 10 м. В схеме М. Чиннери (см. рис. 6)

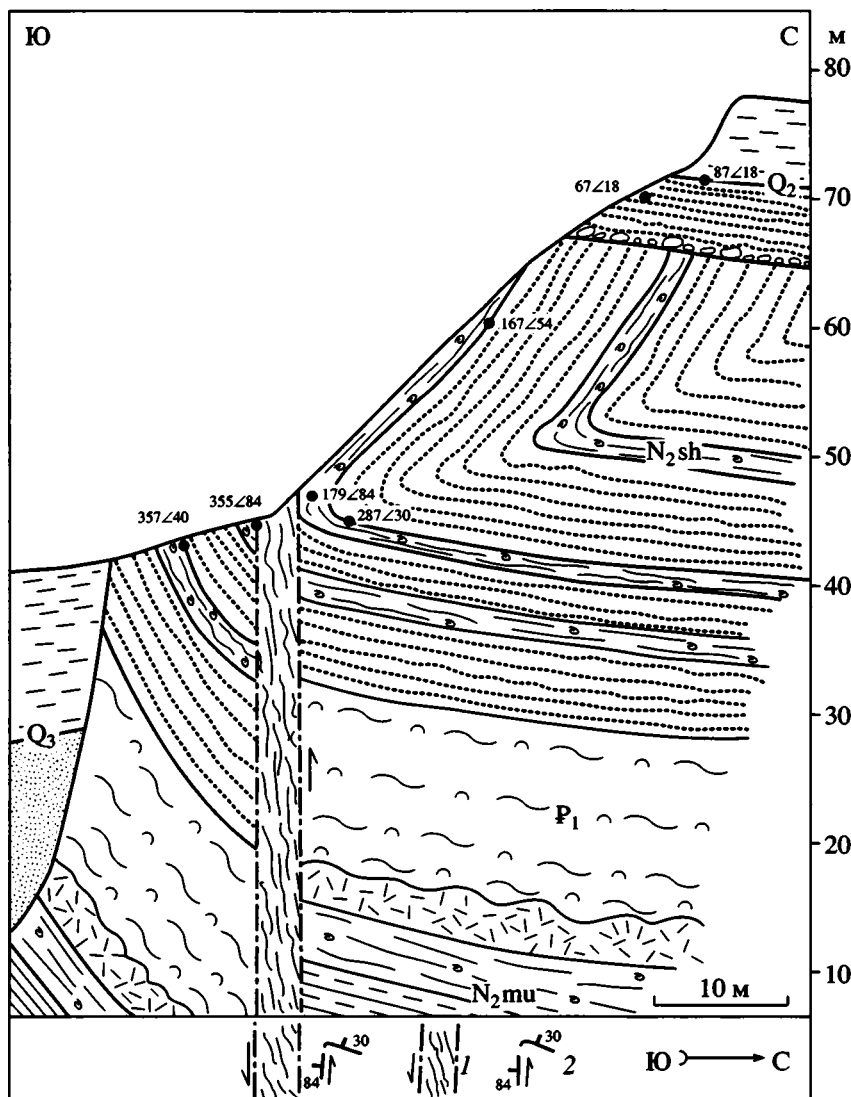


Рис. 8. Вторичное разрывное нарушение и приразломная складка с косым шарниром в поперечном разрезе склона останца по наблюдениям в обнажении № 8 (см. рис. 2). Внизу – определение знака сдвигового смещения по положению крыльев складки с косым шарниром в плане

1 – разрывное нарушение, 2 – линии простирания и падения слоев в плане; остальные обозначения см. на рис. 3, 7

они могут соответствовать нарушениям группы F Иртышского или группы A₂ Самаровского разлома, который в этом случае также представляет собой правый сбросо-сдвиг.

Дислокации новейших отложений и палеоценового аллохтона, известные в западной части обнажения “Пионерская гора”, связаны с вторичным разрывным нарушением группы A₁ (см. рис. 6) Пионергорского разлома. Оно вытянуто на северо-северо-запад (336°) вдоль нижней части крутого склона останца и в обнажении экспонировано в зоне резкой смены ориентировки склона на северо-западную (см. рис. 2). Разрыв пересекает плиоценовые отложения мужиноуральской и салехардской свит, вместе с заключенным между ними палео-

оценовым аллохтоном, амплитуда вертикальной взбросовой компоненты смещения по поверхности палеоценового аллохтона составляет 17 м (см. рис. 5). В верхней вогнутой части склона сместитель быстро выполаживается по восстанию, вследствие чего в поперечном сечении имеет выпуклую вверх форму. В результате в этой части склона зона нарушения оказывается уничтоженной склоновыми процессами и только ее приповерхностный сильно выположенный фрагмент вместе с крутым (60–80°) северо-восточным крылом надразломной антиклинальной складки сохранился в разрезе в виде останца тектонического покрова (рис. 9). Последний быстро разрушается: за 36 лет, прошедших после первого

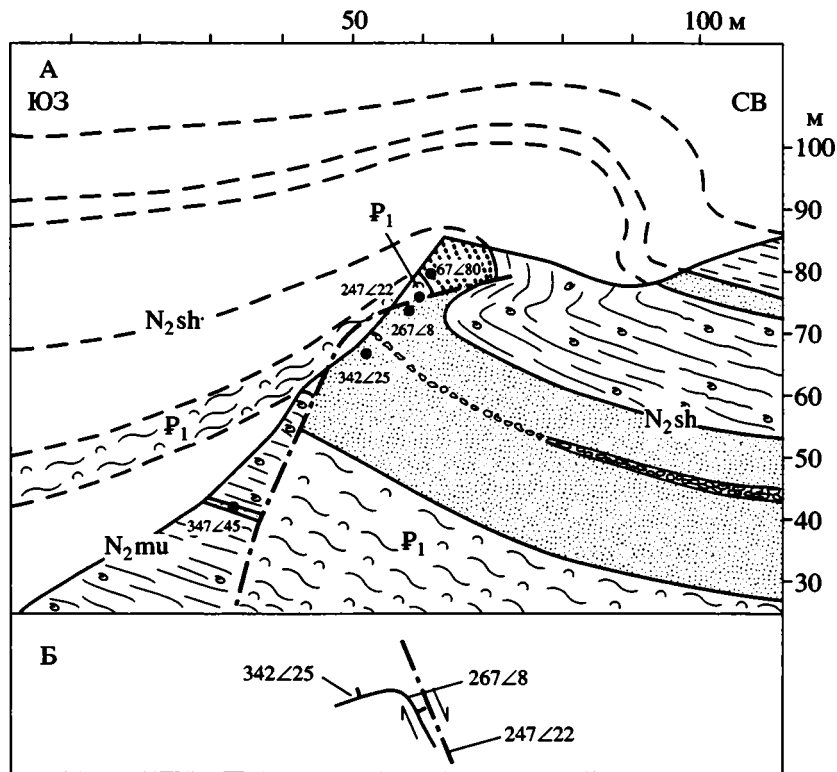


Рис. 9. А – поперечный разрез северо-западной оконечности обнажения “Пионерская гора” по линии I–I (см. рис. 5); Б – определение знака сдвигового смещения по приразломному флексуобразному изгибу слоев в плане. Условные обозначения см. на рис. 3, 8

посещения автором этого обнажения, протяженность клиппа палеоценовых пород, выступающих в основании покрова, сократилась более чем вдвое. Уменьшились и его поперечные размеры, вследствие чего на поверхность теперь выступают другие по составу породы (см. раздел “Происхождение пластообразного аллохтона...”). В подошве обнажавшихся ранее опок вдоль сместителя разлома, полого (22°) падающего на ЗЮЗ (247°), присутствовал прерывистый тектонический “слой” толщиной 2–3 см черных бескремнистых глин талицкой свиты, верхняя и нижняя поверхности которого представляли собой зеркала скольжения с глубокими (5–7 мм) бороздами скольжения [6, 16]. Такие же опоки выступали и на более крутом сохранившемся участке висячего крыла разрывного нарушения, залегая здесь на диамиктоне мужиноуральской свиты. В настоящее время их место в обнажении заняли опокovidные глины (см. рис. 9, А). Горизонтальный флексуобразный изгиб слоев в лежащем крыле рассматриваемого разрыва указывает на то, что он является правым взбросо-сдвигом (см. рис. 9, Б) с относительно приподнятым юго-западным крылом.

Можно предполагать, что тектонически обусловлены не только южные и юго-западные, но и противоположные склоны Самаровского остан-

ца. Так, очертания его северной и северо-восточной границ соответствуют ориентировке поперечных вторичных разрывных нарушений группы В (см. рис. 6) соответственно Пионергорского и Самаровского разломов. В пользу последнего говорит интенсивная нарушенность отложений, вскрытых скважиной 2РГ до забоя (206 м). Не исключено, что скважина пересекла зону вторичного разрыва группы В, субпараллельную северо-восточной границе Самаровского останца.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В осадочном чехле Самаровскому останцу соответствует локальная впадина, со всех сторон ограниченная малоамплитудными (первые десятки метров) неотектоническими поднятиями. В субстрате активного слоя они представлены: на юге и западе – относительно приподнятыми крыльями разломов, на севере и востоке – антиклинальными структурами, вероятно, тоже связанными с разломами (см. рис. 2). Таким образом, Самаровские складки занимают такую же структурную позицию, как Мало-Сосьвинские и Арка-Табьяхинские в бассейнах Нижней Оби и Пура, динамические условия формирования которых рассмотрены ранее [11]. Низкие скорости текто-

нических движений в сочетании с реологическими особенностями кремнисто-глинистых палеоценовых отложений способствовали их отжиманию с вершин растущих поднятий в заключенную между ними впадину. Из-за встречного направления потоков отжимаемого материала во впадине возникала неустойчивость продольно сжатого вязкого активного слоя в среде с меньшей вязкостью [17]. В результате на первом этапе в нем формировалась серия субпараллельных линейных складок продольного изгиба, которые в дальнейшем преобразовывались в складки нагнетания и, в конце концов, в диапировые структуры. Самаровские складки формировались на значительной глубине (560–580 м), что препятствовало развитию линейных складок, подобных Мало-Сосьвинским и Арка-Табьяхинским [11], и сделало механически выгодным рост округлых в плане ядер нагнетания небольшого диаметра. Вероятно, на первой стадии формировались пологие линейные складки нагнетания северо-западного простирания, параллельные наиболее протяженным поднятиям “рамы” Самаровской впадины, аналогичные соляным “подушкам” и “кряжам” областей развития соляного диапиризма [23]. В дальнейшем на их сводах начали расти округлые в плане “штоки” ограниченного диаметра – ядра нагнетания, превратившиеся в конце концов в ядра протыкания. Расчеты показывают, что при диаметре диапировых “штоков” 100–150 м мощность палеоценовых отложений в пределах относительных поднятий “рамы” из-за их отжимания в Самаровскую впадину должна была сократиться на ~30 м. Это сокращение компенсировало поднятие субстрата активного слоя на такую же величину, вследствие чего зоны выжимания не имеют отчетливого структурного выражения.

Рост диапировых складок начался не позднее периода седиментационного перерыва, разделявшего эпохи накопления олигоцен-нижнемиоценовых и нижнеплиоценовых (мужиоуральских) осадков. После регрессии раннеплиоценового бассейна мужиоуральские отложения подверглись диапировому протыканию с образованием диапировых шляп примерно на одном гипсометрическом уровне, совпадавшем с дневной палеоповерхностью. В результате образовалось пластообразное аллохтонное тело кремнисто-глинистых палеоценовых пород. В дальнейшем неотектоническая активность возросла, о чем свидетельствуют ископаемые следы грязевого вулканизма в низах салехардских отложений, скорость дифференцированных тектонических движений заметно увеличилась, что сделало невозможным развитие процесса диапиризма. Латеральное перераспределение материала активного слоя, экранировавшее тектонические напряжения его субстрата, прекратилось, и в связи с этим возникли условия для распространения разломов субстрата активного

слоя вверх по разрезу. В конце позднего плиоцена – начале плейстоцена они достигли поверхности, вследствие чего в рельефе обособился Самаровский останец. Его границы в значительной степени определяются разломами, с которыми связаны дислокации новейших отложений и палеоценового аллохтона.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ахметьев М.А., Александрова Г.Н., Амон Э.О. и др.* Биостратиграфия морского палеогена Западно-Сибирской плиты // Стратиграфия, геол. корреляция. 2001. № 2. С. 30–57.
2. *Васильев В.Г.* Геологическое строение северо-западной части Западно-Сибирской низменности и ее нефтегазоносность М.: Гостехиздат, 1946. 153 с.
3. *Волков И.А., Волкова В.С., Гуртовая Е.Е.* О строении и условиях формирования отложений района г. Самарово // Плейстоцен Сибири и смежных областей. М.: Наука, 1973. С. 55–67.
4. *Зайонц И.Л.* Строение ямальской серии в бассейне р. Оби // Материалы к проблемам геологии позднего кайнозоя Л.: НИИГА, 1969. С. 84–99.
5. *Крапивнер Р.Б.* Ваттовые отложения бассейнов Нижней Оби и Печоры и их значение для понимания палеогеографии четвертичного периода // Сборник статей по геологии и гидрогеологии. М.: Недра, 1965. Вып. 4. С. 130–155.
6. *Крапивнер Р.Б.* Новые данные о геологическом строении района Самаровского останца // Материалы к проблемам геологии позднего кайнозоя Л.: НИИГА, 1969. С. 58–73.
7. *Крапивнер Р.Б.* Самаровский феномен в Западной Сибири. Ледники или тектоника? // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1979. Т. 54. Вып. 4. С. 79–93.
8. *Крапивнер Р.Б.* Новая концептуальная модель складчатости нагнетания // Геотектоника. 1992. № 4. С. 27–38.
9. *Крапивнер Р.Б.* Происхождение приповерхностных деформационных структур областей динамического влияния разломов // Геотектоника. 1992. № 3. С. 27–36.
10. *Крапивнер Р.Б.* Существуют ли поверхностные дислокации, связанные с напорной деятельностью ледников // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1992. Т. 67. Вып. 6. С. 29–42.
11. *Крапивнер Р.Б.* Опоковый диапиризм в Западной Сибири // Геотектоника. 1997. № 2. С. 81–94.
12. *Кузин И.Л., Чочиа Н.Г.* Самаровский и Юганский “ледниковые отторженцы” Западной Сибири // Четвертичный период Сибири. М.: Наука, 1966. С. 210–227.
13. *Лаврушин Ю.А.* Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М.: Наука, 1976. 237 с.
14. *Рамберг Х.* Сила тяжести и деформации в земной коре. М.: Недра, 1985. 399 с.
15. *Чернов Г.А.* О составе и условиях залегания валунных суглинков в разрезе Пионерской горы // Плей-

- стоцен Сибири и смежных областей М.: Наука, 1973. С. 68–74.
16. Шацкий С.Б. Ледниковые отторженцы в четвертичных отложениях у юрт Еутских и вблизи Ханты-Мансийска // Основные проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1965. С. 206–217.
 17. Biot M.A. Theory of folding of stratified viscoelastic media and its implications in tectonics and orogenesis // Bull. Geol. Soc. Am. 1961. Vol. 11. P. 1595–1620.
 18. Chinnery M.A. Secondary faulting. I. Theoretical aspects // Canad. J. Sci. 1966. Vol. 3. № 2. P. 163–174.
 19. Flint R.A., Sanders J.E., Rodgers J. Diamicrit a substitute term for symmictit // Geol. Soc. of Am. Bul. 1960. Vol. 71. P. 507–510.
 20. Harding T.P., Lowell J.D. Structural styles, their plate tectonic habitats and hydrocarbon traps in petroleum provinces // Bul. am. ass. petrol. geol. 1979. 63. № 7. P. 1016–1058.
 21. Krapivner R.B. Moraine-like loams of Pechora lowland – sediments of long-frozen seas // Internat. Geology Rev. 1973. Vol. 17. № 3. P. 311–318.
 22. Murray G.E. Salt structure of gulf of Mexico Basin – a review // Amer. assoc. of petrol. geol. Tulsa, Oklahoma, 1968. Memoir. 8. P. 99–121.
 23. Trusheim F. Mechanism of salt migration in Northern Germany // The Am. Ass. of petrol. geol. Bull. 1960. Vol. 44. № 9. P. 1519–1540.

Рецензенты: М.Л. Копп, В.Н. Шолло

Origin of the Samarovo Dislocations in the Lower Reaches of the Irtysh River, Western Siberia

R. B. Krapivner

ZAO GIDEK Hydrogeological and Geoecological Company, 15 Parkovaya ul. 10A, Moscow, 105203 Russia
e-mail: palmag@online.ru

A drainage-dividing plateau remnant is located in the vicinity of the Khanty-Mansiisk City and the Samarovo Village. It includes an allochthon consisting of Paleocene rocks measuring approximately 8 km² in area and 0.1 km³ in volume, which lies now at an elevation of 560–600 m above its original altitude. The allochthon consists of randomly mixed fragments of Danian, Selandian, and Thanetian cherty–clayey rocks. It is enclosed into a succession of Pliocene–Quaternary deposits, which are underlain by a normal stratigraphic sequence of Oligocene and older beds. It is suggested that the allochthon represents a series of diapiric caps successively replacing one another in the lateral direction and that the early and late Paleocene cherty–clayey deposits, ~190 m thick, played an active part in the diapiric process. The dynamic conditions of the diapiric structure origin are discussed. It is supposed that the geologically slow motions along faults were responsible for the evolution of these structures at the beginning of the neotectonic reactivation. Subsequently, the diapirism ceased due to the enhanced neotectonic activity, and the faults, propagating upward, reached the Earth's surface.

УДК 551.242.2/550.384.33(235.242)

ФОРМИРОВАНИЕ СТРУКТУРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ К СЕВЕРУ ОТ ТИБЕТА В КАЙНОЗОЕ: СИНТЕЗ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ И ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

© 2004 г. М. Л. Баженов¹, А. В. Миколайчук²¹Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., д. 7²Институт геологии НАН, 720481, Кыргызстан, г. Бишкек, пр-т Эркиндык, д. 30

Поступила в редакцию 14.01.2003 г.

Для оценки горизонтальных движений к северу от Тибета вследствие коллизии Индии и Евразии проведено палеомагнитное исследование палеогеновых базальтов Тянь-Шаня и обнаружено, что наклонение доскладчатой и, вероятно, первичной компоненты намагниченности в этих породах близко к раннекайнозойским эталонным значениям, полученным пересчетом кривой миграции палеомагнитного полюса Евразии. Сравнение опубликованных измеренных и эталонных палеомагнитных наклонений для интервала поздняя пермь – квартал (последние 270 млн. лет) показало, что пермтриасовые данные по Тянь-Шаню и прилежащим структурам в пределах ошибок согласуются с евразийскими, а большинство меловых и палеогеновых наклонений в осадочных породах положе эталонных значений, причем различие максимально для кайнозойских данных. Показано, что пологие меловые и палеогеновые наклонения имеют нетектоническую природу и, следовательно, суммарное сокращение земной коры, в том числе вследствие коллизии, находится в пределах ошибок палеомагнитных данных и, вероятнее всего, не превышает первых сотен километров. Анализ меловых и палеогеновых наклонений к северу от Тибета показал, что большие систематические повороты происходили только вблизи Памира и связаны с его внедрением. Границей развития позднекайнозойских вращений является Таласо-Ферганский разлом, восточнее которого альпийских поворотов не было вплоть до Цайдама. Так как большое сокращение земной коры и широкое развитие поворотов неизбежны при крупномасштабном латеральном выжимании, то данный механизм не может объяснить формирование структур Центральной Азии к северу от Тибета. Это означает, что компенсация сближения Индостана и Евразии на 2500 км в течение последних 50 млн. лет почти полностью происходила в пределах Тибета и Гималаев. Проведенный анализ показал, что альпийские смещения по разломам на Тянь-Шане невелики, а поворотов не было, тогда как пермтриасовые смещения по сдвигам составляют десятки километров, а систематические вращения против часовой стрелки достигают 90°. Сделан вывод, что структурный рисунок Тянь-Шаня был создан при левосдвиговых движениях в конце палеозоя, а альпийские сжимающие напряжения выборочно активизировали часть разломов.

ВВЕДЕНИЕ

Большинство исследователей признает важную роль коллизии Индийской и Евразийской плит в создании современной структуры Азии. Но на этом согласие кончается. С начала коллизии сближение этих континентальных масс составило около 2500 км [напр., 57], но существуют совершенно разные взгляды на то, в пределах какой территории и как компенсировалось это сближение [51, 58, 59, 77, 79]. Например, геологические [62, 67, 68] и палеомагнитные [61, 75] данные к востоку и юго-востоку от Тибета находят свое объяснение в рамках модели латерального выжимания от зоны коллизии. В ряде работ формирование альпийских структур Азии к северу от Тибета также увязывается с этим же механизмом, а его влияние распространяют до Байкала [38, 66] и даже Охотского моря [74].

Предлагавшиеся механизмы компенсации сближения Индии и Евразии подразумевают различный масштаб и характер горизонтальных движений в Центральной Азии; в частности, механизм латерального выжимания требует большую амплитуду таких движений. Во-первых, при латеральном выжимании должно быть значительное сокращение коры к северу от Тибета (здесь и далее: для краткости под Тибетом понимается собственно Тибет и Куньлунь). Во-вторых, при латеральном выжимании в изначально сплошной континентальной коре неизбежно возникновение интенсивных деформаций и/или крупномасштабных сдвигов, которые с большой вероятностью должны сопровождаться поворотами отдельных структур. Таким образом, палеомагнитный метод позволяет сравнить различные модели формирования структуры Центральной Азии: общее сокращение можно обнаружить при анализе палео-

широт, а оценку величин, знаков и площадного распространения вращений – при анализе палеомагнитных склонений. Отметим, что при латеральном выжимании нельзя дать количественные оценки величины сокращения и предсказать распределение вращений по площади в силу сложного характера деформаций при таком процессе, но должно быть качественное соответствие: крупномасштабное выжимание требует значительных горизонтальных перемещений и заметных вращений на больших территориях.

Идеальной тестовой площадкой для таких исследований является Тянь-Шань. Если влияние латерального выжимания здесь велико, то есть основания считать этот механизм действительно дальнедействующим. Наоборот, если выжимание не играло существенной роли в формировании структуры Тянь-Шаня, то последний просто в силу своего положения будет непроницаемым барьером по отношению к более северным частям Евразии (рис. 1, А). В этой работе представлены новые палеомагнитные данные по кайнозойским породам центральной части Тянь-Шаня, результаты анализа палеоширот и углов поворота по всему Тянь-Шаню и прилежащим к нему территориям за последние примерно 270 млн. лет, а также смещений по разломам разного возраста.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РЕГИОНА

Рассматриваемая в работе часть Азии к северу от Тибета (см. рис. 1, а) состоит из структур с разной тектонической эволюцией в течение палеозоя. Однако к середине перми в этом регионе были закрыты все океанические бассейны [4], и с этого времени большинство исследователей считает его частью Евразийской плиты, иногда допуская возможность более молодых внутриплитных перемещений [24]. Триасовые образования развиты здесь очень локально, а юрские и более молодые отложения залегают на палеозое и триасе с резким угловым несогласием. На границе триаса и юры произошло почти одновременное заложение многих сравнительно небольших впадин, заполнявшихся в юре терригенными осадками. Раннемеловые породы в этом регионе или отсутствуют (Центральный Тянь-Шань), или представлены лагунно-прибрежными красноцветными и реже морскими отложениями (Таджикская депрессия, Фергана, западный Тарим). В позднем мелу и палеогене на западе и юго-западе региона существовало мелкое море. В олигоцене – начале миоцена море отступило, и начали накапливаться терригенные породы, с постепенным увеличением количества конгломератов вверх по разрезу. Это, и трековые данные о возрасте поднятий [64], свидетельствуют о дифференцированных вертикальных движениях в течение миоцена. Региональных угловых несогласий на Тянь-Шане нет с

юры вплоть до миоцена, а основные деформации происходили в конце миоцена и особенно в плиоцене–квартере [15]. Интенсивность альпийских деформаций сильно меняется по латерали. На Тариме пологие складки обычно погребены под новейшими отложениями. На Тянь-Шане участки с крутыми складками перемежаются со слабо деформированными территориями, без заметного ослабления деформаций с юга на север. На Тянь-Шане большинство альпийских складок имеют широтное простирание; таково же и основное простирание разломов, среди которых преобладают взбросы и надвиги. Вергентность в целом обращена к предгорным впадинам, Таримской – на юге и Чуйской и Илийской – на севере.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Большинство кайнозойских палеомагнитных результатов в Центральной Азии получено по осадочным породам, преимущественно красноцветам, за исключением одного потока базальтов на севере Тянь-Шаня [69]. Как известно [напр., 19], наклонение намагниченности в осадках может быть занижено. Наиболее надежно это может быть оценено при изучении магматических пород, но при выполнении дополнительных условий: а) возможно установить положение пород в момент их образования; б) формирование пород занимало интервал времени достаточно длинный для осреднения вековых вариаций геомагнитного поля. На Тянь-Шане нижнепалеогеновые вулканы основного состава известны в ряде районов [7]. Но это либо небольшие интрузивы, для которых не выполняются оба условия, либо одиночные маломощные потоки базальтов, для которых не выполняется условие б. Лишь на юге Аксайской впадины вблизи китайско-киргизской границы есть серия потоков базальтов общей мощностью около 80 м (рис. 1, Б). Вулканы лежат в основании кайнозойского разреза, с резким угловым несогласием перекрывая палеозойские комплексы. Три определения возраста базальтов калий-аргоновым методом дали значения от 50 до 74 млн. лет [8], тогда как другие проявления базальтового магматизма в Киргизии имеют возраст около 50 млн. лет, правда, с заметным разбросом [7].

В одном из изученных разрезов (разрез Т) количество потоков не менее 5 [9]. В разрезе Б в 10 км от первого присутствуют разности лав, отсутствующие в разрезе Т. Таким образом, число изученных потоков заведомо больше 5, но скоррелировать отдельные потоки между разрезами и подсчитать их точное число не удастся. Всего был отобран 101 образец базальта в 18 точках. Залегания вулкаников различаются, но они пологие в обоих разрезах.

Нестабильная компонента намагниченности была удалена при нагреве до 200–300°, после чего

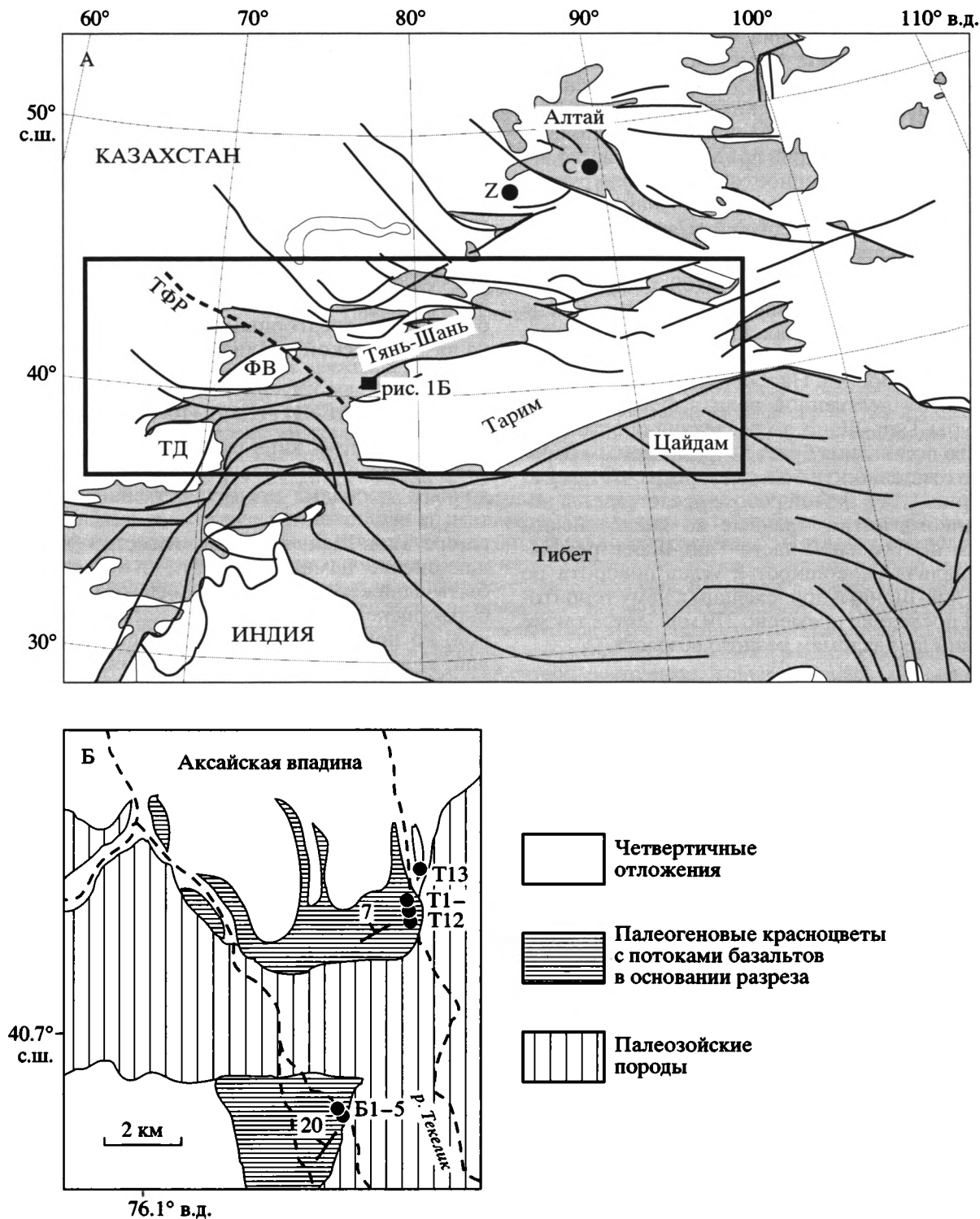


Рис. 1. Схема Центральной Азии (А) и схематическая геологическая карта района работ (Б)

На А: жирные линии – основные разломы; пунктир – Таласо-Ферганский разлом (ТФР) (по [38], с упрощениями); ФВ – Ферганская впадина; ТД – Таджикская депрессия. Кружками обозначены места проведения палеомагнитных исследований кайнозоя в Зайсанской (Z) и Чуйской (С) впадинах [71]. Прямоугольником показана площадь, данные по которой анализируются в данной работе

На Б: черные кружки – места отбора палеогеновых базальтов

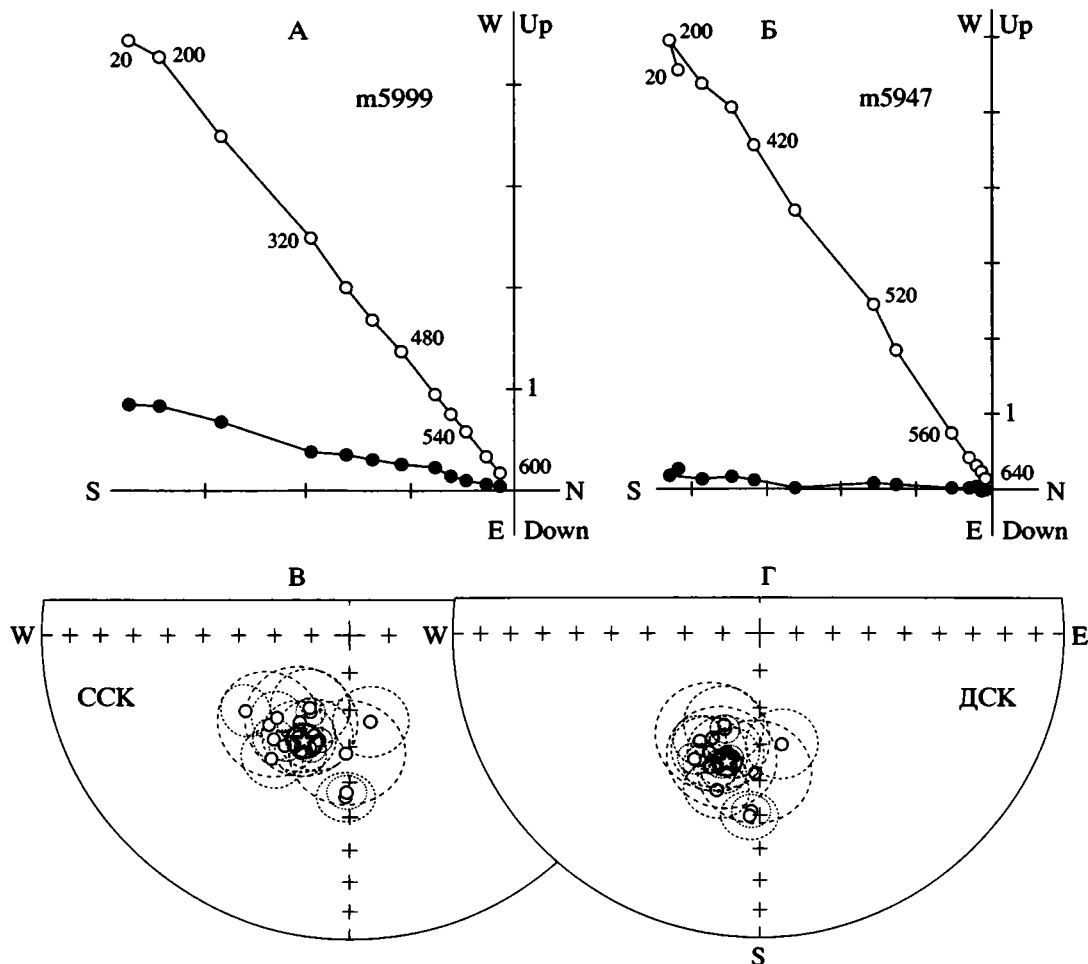


Рис. 2. Результаты терморазмагничивания (А, Б) и стереограммы средних по точкам направлений основной компоненты намагниченности (В, Г) в палеогеновых базальтах центральной части Тянь-Шаня в современной (В) и древней (Г) системах координат

На А, Б: черные (белые) кружки обозначают проекцию на горизонтальную (вертикальную) плоскость в древней системе координат; температуры даны в градусах Цельсия, намагниченность – в mA/m

На В, Г: кружки – средние по точкам направления с кругами доверия (тонкие пунктирные линии); звездочка и толстый пунктир – общее среднее направление и его круг доверия; все данные спроектированы на верхнюю полусферу

Системы координат: ССК – современная, ДСК – древняя

почти везде была выделена основная компонента обратной полярности, спадающая в начало координат на диаграммах Зийдервелда; полное размагничивание образцов в интервале 570–600° указывает на магнетит как основную носитель намагниченности (рис. 2, А, Б). Направления этой компоненты хорошо сгруппированы в каждой точке, а тест складки [54] указывает на ее доскладчатую природу (рис. 2, В, Г; табл. 1). Среднее наклонение этой компоненты ($I = -54.0 \pm 3.8^\circ$) незначительно, но статистически значимо, выше (на $7.9 \pm 4.8^\circ$) эталонного значения с возрастом 50 млн. лет, полученного пересчетом кривой миграции полюса Евразии [31]. Это различие становится статистически незначимым при сравнении с эталонными наклонениями с возрастом 60 и

70 млн. лет, что укладывается в неопределенность возраста самих пород (табл. 2). (Более подробное описание этих результатов и интерпретации дано в [30].)

РАЗЛИЧНЫЕ ОЦЕНКИ СОКРАЩЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ К СЕВЕРУ ОТ ТИБЕТА

Сокращение земной коры в ходе альпийских деформаций пытались определить разными методами. Доальпийские поверхности выравнивания анализировались вдоль системы профилей в разных частях Тянь-Шаня и везде были получены сокращения на первые проценты [22]. Наиболее показательны результаты по пяти транс Тяньшаньским профилям, где сокращение варьирует от 10

Таблица 1. Результаты палеомагнитных исследований палеогеновых базальтов Тянь-Шаня

Точка	N	ССК		ДСК			
		D°	I°	D°	I°	k	α_{95°
T1	6/3	214.7	-63.1	204.3	-59.1	70	14.8
T2	5/5	172.1	-66.2	168.5	-59.4	65	9.6
T3	5/5	211.8	-67.0	200.2	-62.5	399	3.8
T4	6/5	204.1	-57.9	196.8	-53.0	369	4.0
T5	6/6	204.3	-61.5	196.0	-56.6	47	9.8
T6	6/6	186.8	-58.1	181.9	-52.0	22	14.5
T7	6/6	215.4	-55.4	207.5	-51.6	251	4.2
T8	6/6	211.6	-59.4	203.0	-55.1	48	9.7
T9	5/5	201.1	-60.6	193.5	-55.4	505	3.4
T10	5/5	207.7	-55.7	200.6	-51.1	133	6.7
T11	5/5	186.2	-47.2	182.8	-41.1	253	4.8
T12	7/7	186.5	-45.7	183.2	-39.7	74	7.1
T13	7/6	213.7	-67.8	201.4	-63.5	42	10.4
Все T	(13/13)	200.5	-59.6	193.3	-54.3	69	5.0
B1	5/4	239.2	-55.1	209.1	-56.7	126	6.8
B2	5/5	226.9	-57.5	196.9	-54.6	43	14.1
B3	4/3	221.1	-55.2	194.6	-50.8	469	5.7
B4	6/6	217.3	-50.3	195.5	-45.5	70	8.1
B5	6/6	227.3	-60.5	193.3	-56.7	92	7.0
Все Б	(5/5)	225.9	-56.0	197.6	-53.0	180	5.7
OC	(19/19)	208.1	-59.1			56	4.6
				194.6	-54.0	85	3.8
	F(2, 32) = 3.3		f = 8.75			f = 0.4	

Примечание. Положение точек опробования показано на рис. 1А; OC – общее среднее; N – число образцов (точек) изучено/использовано; системы координат: ССК – современная, ДСК – древняя; D – склонение; I – наклонение; k – кучность [46]; α_{95° – радиус круга доверия; F – 95-процентное критическое значение F-распределения (в скобках – число степеней свободы); f – расчетные значения этой статистики

до 50 км; в том числе сокращение между Таримом и Казахстаном вдоль трех профилей меняется от 24 до 39 км. Нам кажется все же, что таким методом получена минимальная оценка возможного сокращения.

Исследования с помощью глобальной системы определения координат (GPS) показали, что скорость сближения Тарима и Казахстана составляет 12 ± 1 мм/год [23]. Общая величина сокращения оценена в 70–90 км при условии, что сокращение началось примерно 10 млн. лет назад и шло с примерно постоянной скоростью [32]. Другие авторы оценивали верхний предел сокращений на Тянь-Шане в 200 км [25]. Таким образом, за поздний кайнозой сближение Тарима и Евразии не превышало 200 км по геолого-геофизическим данным.

Известно, что по геологическим данным надежно устанавливается факт сближения двух блоков и гораздо неувереннее – амплитуда сближе-

ния, причем обычно удается определить минимальное значение последней. В силу этого неоднократно делались попытки определить сокращение земной коры между Индостаном и Евразией по палеомагнитным данным [40, 45, 50]. Так как основные деформации в Центральной Азии происходили во второй половине кайнозоя, для этого обычно использовались меловые и/или кайнозойские данные. Но, как уже отмечено, океанические бассейны к северу от Тибета были закрыты, по крайней мере, с середины перми [4], и, следовательно, домеловые палеомагнитные данные также можно использовать. При анализе меловых и кайнозойских данных по Центральной Азии в работе использована кривая миграции палеомагнитного полюса Евразии за последние 200 млн. лет [31], а пермотриасовых данных – менее детальная кривая [73].

Таблица 2. Наблюденные и эталонные палеомагнитные направления и кинематические параметры для Центральной Азии

№	Возраст	D _m ^o	I _m ^o	D _r ^o	I _r ^o	F ^o ± ΔF ^o	R ^o ± ΔR	Ссылки
1	N ₂ (2.5)	349	43	0	59	16 ± 2	11 ± 2	[35]
2	N ₁ (20)	25	29	11	60	31 ± 6	-14 ± 10	[44]
3	N ₁ (20)	358	40	10	60	20 ± 7	12 ± 10	[60, 76]
4	O-N ₁ (21)	10	39	11	60	21 ± 6	1 ± 10	[37]
5	O(30)	343	36	10	57	21 ± 8	27 ± 12	[69]
6	O(30)	2	49	10	59	10 ± 7	8 ± 12	[69]
7	O-N(30)	336	33	9	54	21 ± 11	33 ± 15	[70]
8	O-N(30)	349	35	9	54	19 ± 11	20 ± 15	[70]
9	O-N(30)	336	30	9	53	23 ± 11	33 ± 14	[70]
10	O-N(30)	317	34	9	54	20 ± 10	52 ± 13	[70]
11	O-N(30)	3	30	9	53	23 ± 8	6 ± 11	[34]
12	O(30)	18	37	10	55	18 ± 6	-8 ± 10	[60, 76]
13	E-O(40)	5	37	15	60	23 ± 11	10 ± 17	[69]
14	E(40)	13	50	16	64	14 ± 8	3 ± 16	[36]
15	E(50)	4	24	11	58	34 ± 8	7 ± 10	[60, 76]
16	E(50)	15	54	11	61	7 ± 5	-4 ± 9	[30]
16a	Pa(60)	15	54	11	56	2 ± 5	-4 ± 9	[30]
17	Pa(62)	28	30	11	53	23 ± 11	-17 ± 14	[47]
18	K ₂ (80)	16	39	6	53	14 ± 9	-10 ± 14	[53]
19S	K ₂ (90)	350	56	11	56	0 ± 6	21 ± 11	[26]
20S	K ₂ (90)	357	58	10	55	-3 ± 6	13 ± 10	[26]
21S	K ₂ (90)	6	49	10	53	4 ± 4	4 ± 6	[29]
22S	K ₂ (90)	2	52	10	54	2 ± 4	8 ± 8	[29]
23S	K ₂ (90)	356	49	10	53	4 ± 4	14 ± 6	[29]
24	K(105)	10	38	11	57	19 ± 22	1 ± 46	[37]
25	K(109)	18	40	9	59	19 ± 9	-9 ± 16	[39]
26	K(113)	32	50	12	55	5 ± 9	-20 ± 14	[49]
27	K ₁ (120)	356	42	14	52	10 ± 6	18 ± 9	[26]
28	K ₁ (120)	6	37	12	48	11 ± 6	6 ± 7	[29]
29	K(125)	16	29	17	56	27 ± 8	1 ± 10	[65]
30	K ₁ (129)	22	42	14	56	14 ± 9	-8 ± 14	[53]
31	K(129)	13	49	15	58	9 ± 7	2 ± 13	[36]
32	T ₂₋₃ (230)	355	70	55	63	-7 ± 6	60 ± 16	[28]
33	P _r -T ₁ (250)	22	55	55	58	3 ± 5	33 ± 9	[55]
34	P ₁ (255)	8	48	48	47	-1 ± 5	41 ± 6	[28]
35	P ₁ (255)	350	56	50	50	-6 ± 5	60 ± 8	[3]
36	P ₁ (255)	358	58	51	52	-6 ± 6	53 ± 11	[3]
37	P ₁ (255)	28	50	52	54	4 ± 4	24 ± 7	[52]
38	P ₁ (255)	343	62	57	61	-1 ± 4	74 ± 8	[63]
39	P ₁ (255)	7	59	58	62	3 ± 7	51 ± 10	[56]
40*	P(270)	30	52	52	51	-1 ± 7	22 ± 11	[47]

Примечание. # – в качестве эталона использовано современное дипольное поле;

* – эталонное направление получено интерполяцией между ранне- и позднепермскими данными [47];

№ – номера участков; возраст – геологический возраст пород: Pa – палеоцен, E – эоцен, O – олигоцен, остальные обозначения стандартные, в скобках среднее значение возраста в млн. лет; D и I – склонение и наклонение палеомагнитных направлений, нижние индексы m и r – измеренные и эталонные данные; F (flattening) – разность между эталонным и измеренным наклонениями с погрешностью определения ΔF; R (rotation) – разность между эталонным и измеренным склонениями с погрешностью определения ΔR, отрицательные (положительные) значения этого параметра обозначают поворот по (против) часовой стрелке. Погрешности определения рассчитаны по [41]

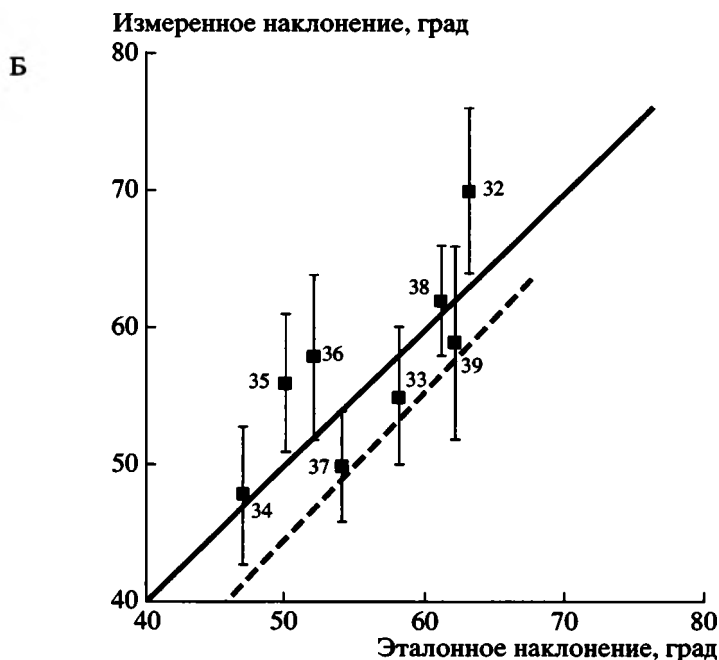
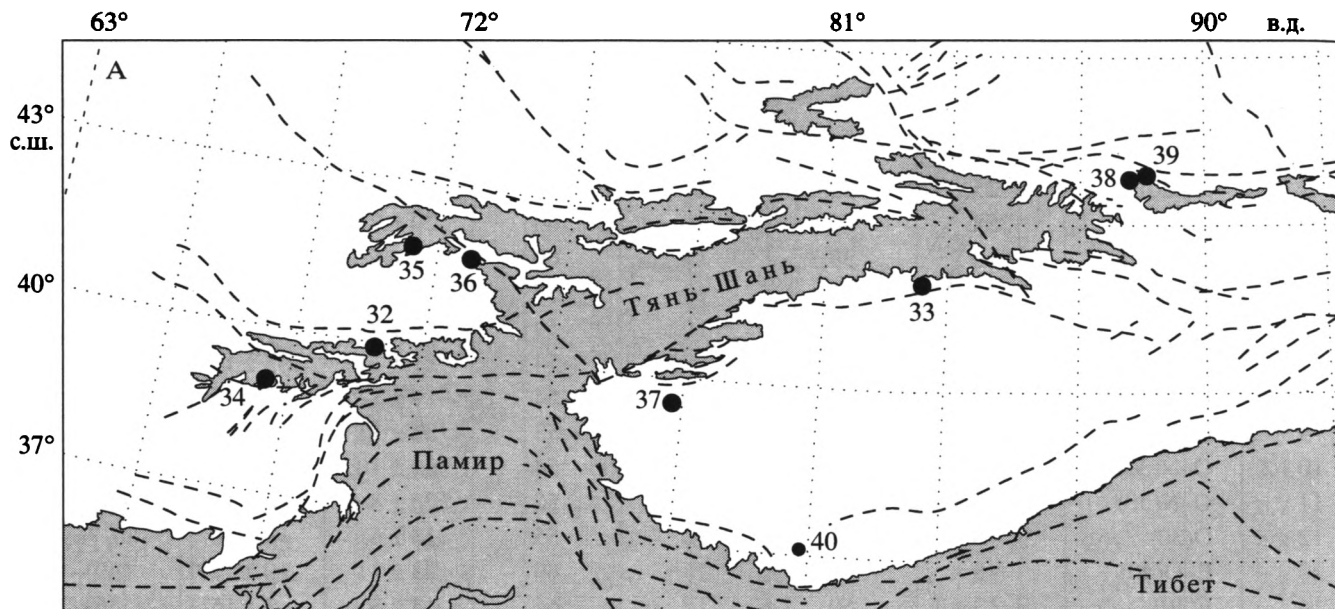


Рис. 3. Участки палеомагнитного изучения верхней перми и триаса на Тянь-Шане (А) и график зависимости между измеренными и эталонными наклонениями для позднепермских и триасовых данных по Тянь-Шаню (Б)

На А: черные кружки пронумерованы как в табл. 2; серый цвет – территории с превышением более 2000 м; штриховые линии – разломы (по [38], с упрощениями)

На Б: погрешности показаны вертикальными линиями; теоретические графики: сплошная жирная линия – при отсутствии горизонтальных перемещений; толстый пунктир – в случае общего смещения Тянь-Шаня на 500 км к северу за последние 270 млн. лет. Участок 40 на юге Тарима [47] показан на рис. 3, А, но не использован для количественного анализа (рис. 3, Б) из-за неточного определения возраста пород (пермь без дальнейшего подразделения)

В Тянь-Шане (рис. 3, А) для позднепермских и триасовых наклонений различия между измеренными и эталонными евразийскими значениями невелики и случайны (№№ 32–39, рис. 3, Б, 4; см. табл. 2). Более того, нет заметного различия меж-

ду данными по северной (№№ 38, 39, рис. 3, Б, 4; см. табл. 2) и южной (№№ 33, 34, 37, см. рис. 3, Б, 4; см. табл. 2) окраинам Тянь-Шаня; не отличается от евразийского эталона и наклонение в пермских породах юга Тарима (№ 40, см. табл. 2). Та-

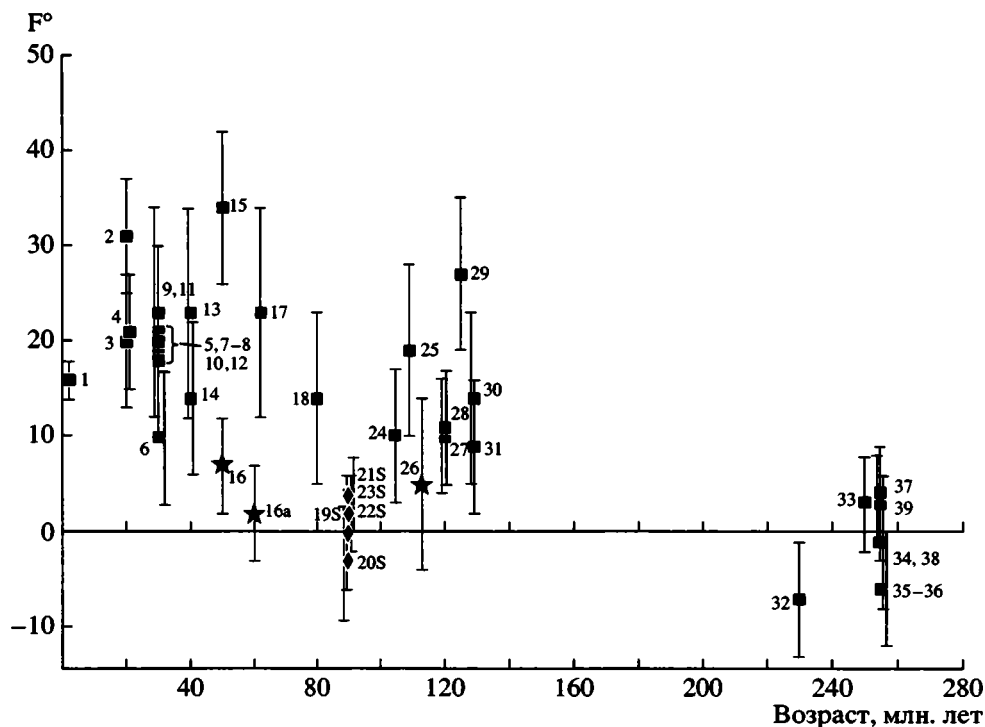


Рис. 4. График зависимости параметра F (разность между эталонным евразийским и измеренным наклонениями) от возраста

Данные пронумерованы как в табл. 2. Значения этого параметра для первичных (вторичных) компонент намагниченности обозначены кружками (ромбами); для последних к номерам добавлено S. Звездочками обозначены результаты по базальтам. Для результата по палеогеновым базальтам Тянь-Шаня параметр F рассчитан для двух возрастов, 50 и 60 млн. лет (16 и 16а). Вертикальные линии – погрешности определения параметра F

ким образом, перемещения Тянь-Шаня и Тарима относительно Евразии с поздней перми доньше лежат в пределах ошибок имеющихся данных. Точно определить эти пределы не удастся, однако общее смещение к северу даже на 500 км резко изменило бы соотношение между измеренными и эталонными значениями (пунктир на рис. 3, Б). Это позволяет утверждать, что общее сближение Тянь-Шаня с Евразией с поздней перми доньше много меньше этой величины.

Большинство меловых наклонений положе эталонных значений на 10–20° (№№ 24, 25, 27–31, рис. 4; см. табл. 2), что и дало основания предполагать значительное сокращение земной коры к северу от Тибета [45, 50 и др.]. Однако палеогеновые наклонения на Тянь-Шане и в прилегающих районах на 20–30° меньше эталонных значений (№№ 5–15, см. рис. 4; см. табл. 2), но попыток дать им тектоническую интерпретацию не делалось, очевидно, из-за очень больших величин получаемых перемещений. Действительно, при прямом пересчете наклонений в палеошироты получится, что в перми и триасе Центральная Азия была частью евразийской плиты, а в мелу и палеогене к северу от Тянь-Шаня происходило растяжение,

суммарная амплитуда которого к концу палеогена превысила 2000 км.

Однако такая интерпретация противоречит многим палеомагнитным и геологическим данным, которые можно суммировать следующим образом:

1) Все меловые данные получены по осадочным, в основном красноцветным, породам, в которых возможно занижение наклонений. Более того, значительное занижение в нижнемеловых красноцветах Северного Тарима было обнаружено специальными работами [65];

2) Наклонения вторичной компоненты позднемелового возраста в нижнемеловых красноцветах Таджикской депрессии [29] и Ферганской впадины [26] совпадают с эталонными евразийскими значениями (№№ 19–23, см. рис. 4; см. табл. 2);

3) Наклонение в палеогеновых и меловых базальтах Тянь-Шаня намного круче, чем в осадочных породах, и почти не отличается от эталонных значений (№№ 16, 26, см. рис. 4, см. табл. 2);

4) Сплошная континентальная кора в Центральной Азии заведомо существовала в мелу, и большие перемещения в пределах региона должны были сопровождаться деформациями. Возраст всех кайнозойских деформаций к северу от

Тибета менее 10 млн. лет. Следовательно [48], перемещения к северу могли происходить только в позднем кайнозое, причем скорость движения Тарима была бы намного более 15 см/год, что на порядок больше скоростей для движений внутри континентов, например, по Таласо-Ферганскому разлому [33], и превышает скорость сближения Индийской и Евразийской плит;

5) Наклонения на 30° ниже эталонных найдены в плиоценовых отложениях северного Тарима [35], что требует еще более высоких скоростей перемещения;

6) Полностью отсутствуют геологические свидетельства огромных растяжений к северу от Тянь-Шаня в мелу и палеогене;

7) Все предполагавшиеся на основе меловых и палеогеновых данных значительные перемещения приводят к разрывам более древних, в том числе допермских, геологических связей на Тянь-Шане и прилежащих районах. Например, для соответствия меловым палеомагнитным данным по Тариму пришлось разорвать Тянь-Шань посередине: западная его половина оставлена на месте, а восточная притаримская часть сдвинута к югу на несколько сотен километров [50].

Все неувязки между геологическими и палеомагнитными данными исчезают, если признать, что в меловых и кайнозойских осадочных породах произошло занижение наклона намагниченности. Такая гипотеза рассматривалась ранее [напр., 40] и была отброшена по двум причинам. Во-первых, как свидетельство против занижения наклонов в красноцветах Центральной Азии приводится хорошая региональная сходимость данных [40, 50]. Однако этот довод не убедителен, так как большинство результатов получено по красноцветным породам, т.е. очень схожим объектам, в которых один и тот же искажающий фактор мог проявиться сходным образом. И если меловые палеошироты еще пытаются связать с сокращением земной коры между Евразией и Тибетом [50], то, несмотря на точно такую же региональную сходимость, для объяснения палеогеновых данных предполагают другие механизмы [34, 40].

Во-вторых, отсутствие заметной магнитной анизотропии (AMS) считается доводом против занижения наклонов [34, 40]. Однако малую AMS красноцветов можно объяснить и другими причинами, например, небольшой примесью обломочного магнетита, который, почти не влияя на палеомагнитные направления, в значительной степени определяет AMS. Во всяком случае, в нижнемеловых красноцветах на севере Тарима наклоны сильно занижены, а AMS не превышает первых процентов [65].

Таким образом, малая AMS и региональная сходимость наклонов в красноцветах НЕ указывают на отсутствие в них занижения накло-

ний. Наоборот, ряд данных, например, согласие измеренных и эталонных наклонов в базальтах при значительно более пологих направлениях намагниченности в одновозрастных осадках прямо указывает на такое явление (см. табл. 2). Следовательно, наклоны разных компонент намагниченности в меловых и кайнозойских красноцветах нельзя напрямую использовать для оценки горизонтальных движений в Центральной Азии. Все же другие данные говорят о том, что сокращения земной коры в пределах Тарима и Тянь-Шаня и их перемещения относительно Евразии с перми доныне лежат в пределах ошибок имеющихся палеомагнитных результатов и, вероятнее всего, намного меньше 500 км.

АНАЛИЗ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ СКЛОНЕНИЙ

При анализе палеомагнитных данных по перми, мезозою и кайнозою региона использованы только результаты, полученные с помощью полного ступенчатого размагничивания и компонентного анализа. Углы поворота определялись как разность между эталонными [31, 73] и измеренными склонениями, а их погрешности рассчитывались согласно [41].

Во всем регионе меловые и кайнозойские углы поворота по одному и тому же участку различаются в пределах точности метода. Таким образом, все повороты имеют послепалеогеновый возраст и, скорее всего, происходили в течение последних 10 млн. лет во время основных деформаций [15].

Ороклинальный изгиб Внешней зоны Памира произошел в позднем кайнозое при движении Памирского клина на север [2]; при этом на юго-западе зоны палеомагнитные склонения северо-западные, а на востоке – восточные и северо-восточные. Используемые для этого вывода палеомагнитные данные не удовлетворяют современным стандартам, однако переизучение палеогеновых [70] и меловых [29] пород по южной части зоны подтвердило ранее сделанные выводы. В восточной части дуги направления сильно разбросаны [37], но в целом имеют северо-восточные и восточные склонения, в среднем около 50° , указывая на значительное вращение по часовой стрелке, в согласии с менее надежными данными по Заалайскому хребту [2]. Вывод о вторичности Памирской дуги дополнительно подтверждается и палеомагнитными данными по позднему палеозою Северного Памира [27].

Значительные дифференцированные вращения против часовой стрелки обнаружены в Таджикской депрессии (рис. 5), причем величина поворота достаточно закономерно убывает по мере удаления от Памира [70]. Обнаружено также вра-

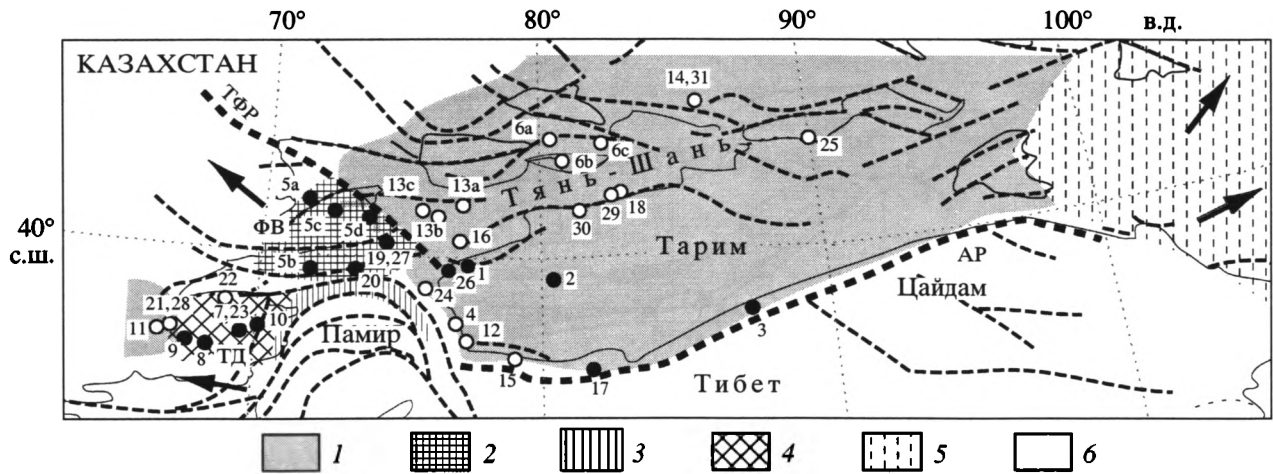


Рис. 5. Схема альпийских вращений в Центральной Азии к северу от Тибета

Черные кружки – участки, где найдены значимые вращения; белые кружки – вращения не обнаружено. Участки пронумерованы как в табл. 2; для участков 5, 6 и 13 (Ферганская, Иссыккульская и Нарынская впадины) кружками показаны отдельные изученные разрезы (дополнительные буквы после номера; для краткости, данные по разрезам не даны в табл. 2). Стрелками показано предполагаемое направление латерального выжимания. Штриховые линии – разломы: ТФР – Таласо-Ферганский, АР – Алтынтагский

1 – нет вращений или они малы и несистематичны; 2 – поворот жесткого блока против часовой стрелки; 3 – вторичный изгиб Внешней зоны Памира; 4, 5 – дифференцированные вращения: 4 – против часовой стрелки, 5 – по часовой стрелке; 6 – нет данных (Казахстан, Туранская плита) или данные здесь не рассматриваются (Тибет)

шение Ферганской впадины и ее горного обрамления на угол около 20° против часовой стрелки [26, 69]. При взгляде на карту (см. рис. 5) напрашивается вывод, что эти вращения связаны с внедрением Памира и отжиманием окружающих его структур к западу и северо-западу.

К востоку от Таласо-Ферганского разлома подавляющее большинство палеомагнитных склонений совпадает с эталонными в пределах погрешности (см. рис. 5; см. табл. 2). В немногих случаях, когда углы вращения статистически значимы (см. рис. 5; см. табл. 2), они несистематичны и невелики; вероятнее всего, они имеют локальное значение, например, в середине Тарима (№ 2, см. рис. 5), или связаны со смещениями по Алтынтагскому (№№ 3, 17) и Таласо-Ферганскому (№№ 1, 26) разломам. Другая область развития альпийских вращений приурочена к северо-восточной и восточной окраинам Тибета [43, 61]. К северу от Тянь-Шаня не обнаружено вращений в Зайсанской впадине (Z на рис. 1, А); еще дальше к северо-востоку в Чуйской впадине на Алтае (С на рис. 1, А) повороты зафиксированы [71], но неясно, имели ли они региональный характер. Таким образом, на большей части Центральной Азии к северу от Тибета альпийских вращений не было (см. рис. 5). Важно подчеркнуть, что этот вывод устойчив относительно возможных ошибок в датировках пород и/или компонент намагниченности, так как для рассматриваемого региона все эталонные склонения совпадают в пределах 5°.

Суммируя вышеприведенные данные, можно заключить, что альпийские вращения приурочены либо к Памиру и связаны с внедрением последнего, либо к районам к востоку от Тибета, где повороты объясняются латеральным выжиманием [43, 61]. Наоборот, отсутствие вращений в Тянь-Шане и Тариме свидетельствует против латерального выжимания к северу от Тибета. Последнее подтверждается и анализом наклонений, из которого следует малая величина поперечного сокращения земной коры за последние 270 млн. лет. Измерения современных движений также свидетельствуют о чисто сжимающих напряжениях и небольших движениях с юга на север в пределах большей части Тянь-Шаня [23, 32].

Таким образом, латерального выжимания структур в Тянь-Шане и прилежащих районах или не происходило вообще, или этот процесс шел локально и в ограниченных масштабах. Как уже отмечалось выше, Тянь-Шань в силу своего географического расположения являлся барьером для “выжимающих” напряжений далее к северу. Крайне маловероятно также, чтобы Тянь-Шань и Тарим могли двигаться на значительное расстояние как единое жесткое тело, так как при этом неизбежно будут нарушены более древние структурные связи между Тянь-Шанем и Казахстаном. Следовательно, маловероятно и значительное выжимание к северу от Тянь-Шаня. Общее поперечное сокращение земной коры в Тянь-Шане меньше погрешностей палеомагнитных данных, а по геологическим не превышало 200 км [25], что

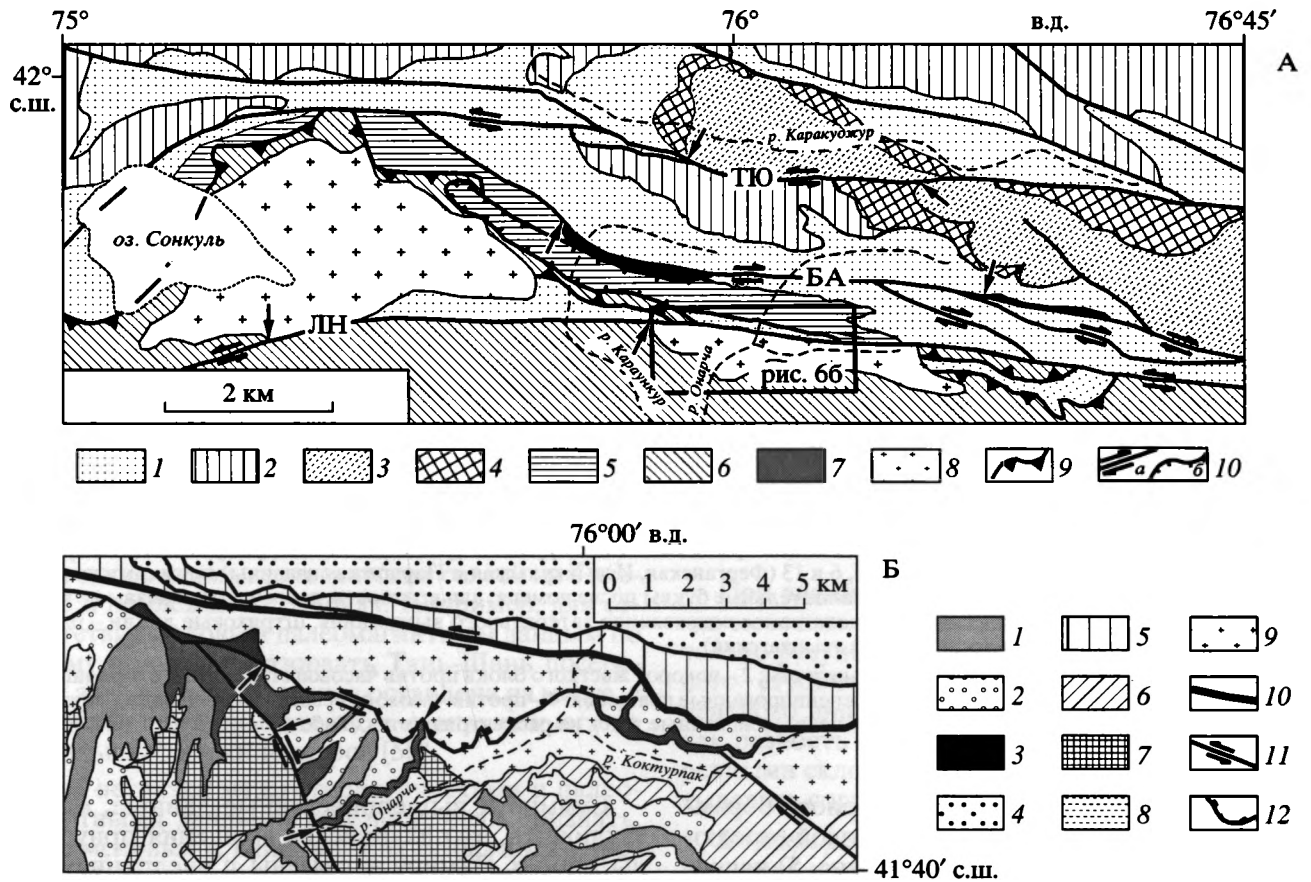


Рис. 6. Схема позднепалеозойской тектоники Восточного Присонкуля (А) и реактивация позднепалеозойского разлома (Линия Николаева) в позднем кайнозое (Б)

На А: 1, 2 – каледонский комплекс: 1 – стратифицированные отложения рифея и нижнего палеозоя, 2 – ранне-среднеордовикские гранитоиды, 3 – позднеордовикские-силурийские гранитоиды, 4 – позднеордовикский-силурийский зонально-метаморфический комплекс; 5–8 – герцинский комплекс: 5 – автохтон, 6 – аллохтон, 7 – неоавтохтон, 8 – среднекаменноугольные гранитоиды; 9 – покровы; 10 – сдвиги (а), сопряженные со сдвигами надвиги (б). Обозначения разломов: ТЮ – Тюлекский, БА – Байдулинский, ЛН – линия Николаева. Двусторонние черные стрелки указывают на сопряженные точки, по которым определялось смещение

На Б: 1 – верхнеплиоцен-четвертичные осадки шарпылдакской свиты (N_2-Q_1 шг); 2 – олигоцен-миоценовые отложения шамсинской свиты (E_3-N_1 шм); 3 – палеоцен-эоценовые отложения коктурпакской свиты ($E_{1-2}kk$); 4, 5 – Северотяньшаньский палеозойский комплекс: 4 – Сонкульский терригенный сероцветный разрез (D_3-C_1), 5 – кембрий-ордовикские отложения карагырской свиты ($C-Okr$); 6, 7 – Срединнотяньшаньский палеозойский комплекс: 6 – Кавакский карбонатный разрез среднего палеозоя (D_2-C_1), 7 – ичкебашская свита ($O_2-O_3i\dot{c}$); 8 – раннепермские лейкократовые граниты Адырторского комплекса; 9 – среднекаменноугольные граниты и гранодиориты Сонкульского комплекса; 10–12 – позднекайнозойские и реактивированные палеозойские разломы: 10 – Линия Николаева, 11 – сдвиги, 12 – надвиги. Двусторонние черные стрелки на обоих рисунках указывают на сопряженные точки, по которым определялось смещение

составляет менее 10% от общего сокращения земной коры в 2500 км между Индостаном и Евразией. Следовательно, подавляющая часть этого сокращения была скомпенсирована в пределах Тибета и Гималаев. Отметим, что перемещения на несколько сотен километров в течение позднего кайнозоя доказаны для разлома Алтын-Таг и сопряженных с ним структур [78]. Скорее всего, этот разлом и является северной границей области компенсации.

БЫЛИ ЛИ ЗНАЧИТЕЛЬНЫЕ ВРАЩЕНИЯ НА ТЯНЬ-ШАНЕ И КОГДА?

Исходя из анализа структурных рисунков, прежде всего сети разломов, в ряде работ формирование альпийской структуры Тянь-Шаня связывается с латеральным выжиманием и предполагается наличие здесь крупных поворотов [11, 12, 72]. Как уже показано, к востоку от Таласо-Ферганского разлома позднекайнозойских поворотов не было. С другой стороны, значительные

Таблица 3. Амплитуды альпийских и до-альпийских смещений по сдвигам на Тянь-Шане

№	Разлом	Знак смещения	Амплитуда смещения		Ссылка
			P-Kz	Kz	
1	Чилико-Кеминский (северный)	левый	20 км (190 км*)	15 м**	[1, 6]
2	Чилико-Кеминский (южный)	левый	?	3–4 км (300 м**)	[16, 21]
3	Тогузбулакский	левый	?	0.7 км	[16]
4	Шамсинский	левый	?	2.5 км	[16]
5	Бешташ-Терекский	правый	17 км	?	[10]
6	Тюлекский	левый	20 км	4 км	[16, 18]
7	Байдулинский,	правый	32 км	?	
8	линия Николаева	левый	60 км	≈8@ км	[17], эта работа
9	Атбаш-Иныльчекский	левый	велика*	?	[4]
10	Акбеитский	левый	?	6 км	[5]
11	Кипчакский	левый	80 км	?	[20]

Примечание.

* – величина смещения может достигать 190 км (Л.И. Скринник, неопубликованные данные);

** – позднечетвертичная величина смещения;

@ – строго говоря, амплитуда кайнозойского смещения на рисунке бб составляет 5 км, а остальные три километра подсчитаны вне его пределов;

– точная величина смещения не определена, но она должна быть большой, судя по широкому развитию сопряженных с разломом S-образных горизонтальных складок;

P – пермь; Kz – кайнозой; знак вопроса обозначает отсутствие данных

вращения в этом же регионе были установлены по пермотриасовым палеомагнитным данным, так как все склонения этого возраста повернуты против часовой стрелки на различные углы [3]. Наибольшие повороты достаточно явно тяготеют к центральной части Тянь-Шаня, где углы поворота достигают 80–90°, а на периферии пояса не превышают 20°. Вращения происходили в конце перми – триасе. Было показано [3], что повернутые пермотриасовые склонения нельзя объяснить поворотом всего пояса, и они связаны с вращениями в пределах левосдвиговой зоны, примерно параллельной современному простиранию Тянь-Шаня. Слабым местом этой модели является ее недостаточное подтверждение геологическими данными, несмотря на явные признаки сдвиговых движений в отдельных районах [4, 10]; это связано с крайне ограниченным развитием пород позднепермского и особенно триасового возраста, а также с малым числом целенаправленных структурных исследований позднепалеозойских и раннемезозойских деформаций.

Итак, парадокс: на Тянь-Шане к востоку от Таласо-Ферганского разлома анализ геологических структур позволяет предполагать значительные позднеальпийские повороты, которые не подтверждаются палеомагнитными данными. И наоборот – почти нет структурных подтверждений надежно установленных пермотриасовых вращений на углы до 90° в пределах Тянь-Шаня [3]. Подчеркнем, что, говоря об отсутствии позднекайно-

зойских вращений, мы не имеем в виду поворотов менее ±10°, которые обычно лежат в пределах погрешности палеомагнитных данных или связаны с локальными деформациями, например, нырянием шарниров складок. Речь идет о вращениях на 30–60°, которые и предсказывались некоторыми авторами [12].

Вывод о позднеальпийских поворотах [12] основан на анализе альпийских структур. Для использованных палеомагнитных данных доказана доскладчатость намагниченности, а ряд фактов свидетельствует о ее первичности; следовательно, породы приобрели намагниченность до всех альпийских деформаций. Отсюда вытекает, что больших альпийских поворотов на большей части региона не было, но надо каким-либо образом объяснить “вращательный” характер структур.

Мы провели анализ смещений по разломам в Центральном Тянь-Шане (рис. 6; см. табл. 3) к востоку от Таласо-Ферганского разлома. По смещению среднекаменноугольных конгломератов установлено, что Байдулинский разлом является правосторонним сдвигом с амплитудой смещения в 32 км (см. рис. 6, А). Позднепалеозойский возраст движений обосновывается серией позднепалеозойских даек и малых тел среднего и кислого состава, выполяющих трещины отрыва как вдоль Байдулинского сдвига, так и вдоль оперяющих его сдвигов второго порядка. Позднепалеозойский левый сдвиг на 60 км по линии Николаева устанавливается по смещению Сонкульского

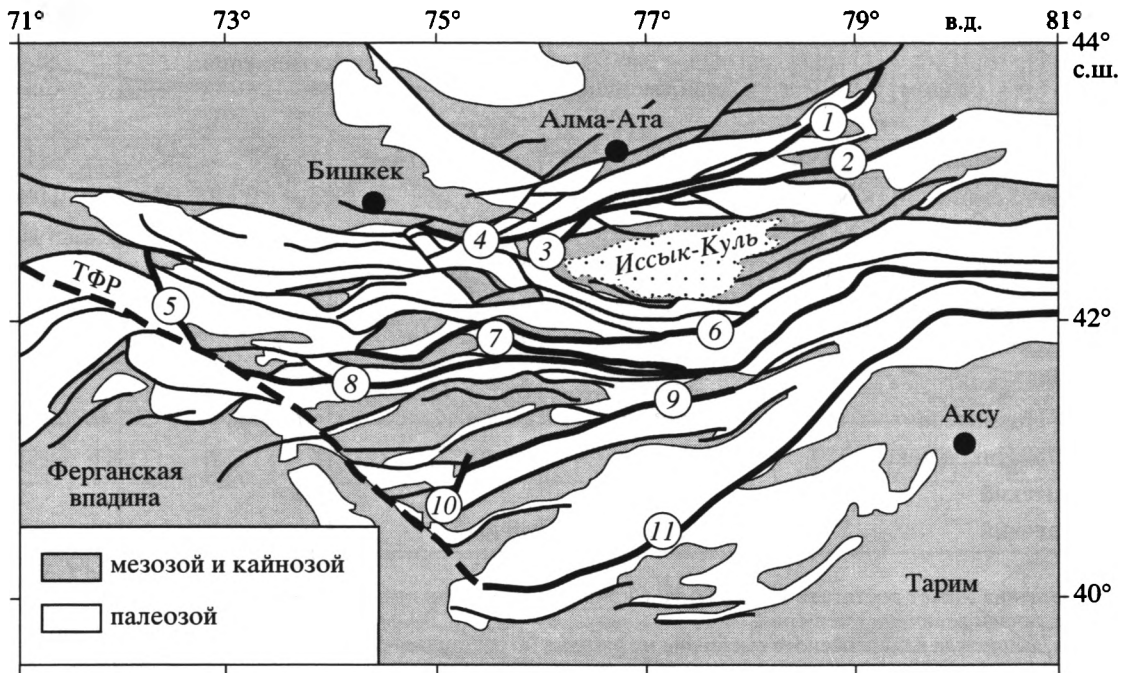


Рис. 7. Основные разломы центральной части Тянь-Шаня; жирные сплошные линии – разломы с установленными сдвиговыми смещениями, пронумерованные как в табл. 3; тонкие сплошные линии – прочие разломы; пунктир – Таласо-Ферганский разлом (ТФР)

среднекаменноугольного гранитного массива и метаморфитов малонарынского комплекса (см. рис. 6, а), а кайнозойская компонента движения на 8 км – по смещению присдвигового дуплекса (рис. 6, б). Наконец, для Тюлекского разлома позднепалеозойские перемещения на 20 км и кайнозойские – на 4 км определены по смещениям зонального метаморфического комплекса и присдвигового дуплекса соответственно [16, 18].

К сожалению, для очень небольшого числа разломов вообще установлено наличие сдвиговых перемещений хотя бы для одного интервала времени (рис. 7, см. табл. 3). Тем не менее, анализ имеющихся данных показывает, что альпийские сдвиговые смещения везде невелики, не превышая первых километров, что не позволяет связать с ними большие вращения значительных по размерам структур. И наоборот, более древние, скорее всего, пермотриасовые, смещения составляют десятки километров (см. табл. 3); с ними, вероятно, и связаны крупные повороты, выявленные по пермо-триасовым палеомагнитным данным [3].

Кажущееся противоречие между результатами структурного анализа [11, 12, 72] и палеомагнитными данными исчезает, если предположить, что значительная часть современного структурного рисунка, прежде всего сеть разломов, имеет не альпийский, а пермотриасовый возраст и возникла при левосторонних сдвиговых деформациях. Все исследователи Тянь-Шаня согласны в том,

что сжимающие напряжения при его альпийских деформациях действительно были; об этом свидетельствует, например, описанное во многих местах надвижение мезо-кайнозойских пород на палеозойские. При этом в первую очередь должны быть реактивированы более древние субширотные разломы – а именно разломы такого простирания должны были возникнуть при пермотриасовых сдвигах. Предположения об унаследованности новейших поднятий и впадин от палеозойского структурного плана высказывались уже с 50-х годов XX века [13, 14, 42], но попытка целенаправленного сопоставления структурных рисунков позднепалеозойского и неотектонического этапов предпринята лишь в последнее время [16]. И все же данных пока мало...

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные нами палеомагнитные исследования палеогеновых базальтов Тянь-Шаня показали, что наклонение доскладчатой и, вероятно, первичной компоненты намагниченности в этих породах близко к раннекайнозойским эталонным значениям, полученным путем пересчета кривой миграции палеомагнитного полюса Евразии. По геологическим данным, сплошная континентальная кора сформировалась к северу от Тибета к середине перми, что позволило сравнивать измеренные палеомагнитные наклонения с эталонными с поздней перми доныне, т.е. примерно для

последних 270 млн. лет. Анализ этих данных показывает, что пермотриасовые данные по Тянь-Шаню и прилежащим структурам согласуются с евразийскими в пределах ошибок, что говорит об отсутствии заметного сближения между Таримом и Евразией. Наоборот, большинство меловых и палеогеновых наклонений в осадочных породах положе эталонных значений. По сумме геологических и палеомагнитных данных в работе показано, что пологие меловые и палеогеновые наклонения имеют нетектоническую природу и, следовательно, суммарное сокращение земной коры к северу от Тибета, в том числе вследствие коллизии, находится в пределах ошибок палеомагнитных данных и, вероятнее всего, не превышает первых сотен километров.

Анализ меловых и палеогеновых склонений к северу от Тибета показал, что заметные систематические повороты отмечены только вблизи Памира и связаны с его внедрением. Границей развития позднекайнозойских вращений является Таласо-Ферганский разлом, восточнее которого поворотов не было вплоть до Цайдама. Так как и заметное сокращение земной коры, и широкое развитие поворотов необходимо подразумеваются при крупномасштабном латеральном выжимании [напр., 68], мы пришли к выводу, что данный механизм не может объяснить формирование структур Центральной Азии к северу от Тибета. Следовательно, компенсация сближения Индостана и Евразии на 2500 км в течение последних 50 млн. лет почти полностью происходила в пределах Гималаев и Тибета.

Данные выводы противоречат результатам ряда работ, в которых формирование альпийской структуры Тянь-Шаня связывается с латеральным выжиманием и предполагается наличие здесь крупных поворотов [11, 12, 72]. Проведенный нами анализ смещений по разломам показал, что альпийские перемещения невелики, а поворотов не было. Наоборот, пермотриасовые смещения по сдвигам составляют десятки километров, а вращения достигают 90°, причем все повороты происходили против часовой стрелки. Эти факты позволили выдвинуть гипотезу, что структурный рисунок Тянь-Шаня был создан при левосдвиговых движениях в конце палеозоя, а альпийские сжимающие напряжения выборочно активизировали часть разломов.

Результаты работы докладывались в Геологическом институте РАН и Мичиганском Университете, и мы благодарим всех участников этих семинаров за вопросы и критику. Авторы признательны В.С. Буртману и В.Г. Трифонову за конструктивные рецензии. Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 00-05-64148, гранта ЕАР № 9909231 Национального Научного Фонда США и гранта 7KSP10G5518 Швейцарского Национального Научного Фонда.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абдрахматов К.Е., Томпсон С., Уилдон Р., Дельво Д., Клеркс С.Я. Активные разломы Тянь-Шаня // Наука и новые технологии. 2001. № 2. С. 22–28.
2. Баженов М.Л., Буртман В.С. Структурные дуги Альпийского пояса: Карпаты–Кавказ–Памир. М.: Наука, 1990. 168 с.
3. Баженов М.Л., Буртман В.С. Позднепалеозойские деформации Тянь-Шаня // Геотектоника. 1997. № 3. С. 56–65.
4. Биске Г.С. Позднепалеозойская коллизия Таримского и Киргизско-Казахстанского палеоконтинентов // Геотектоника. 1995. № 1. С. 31–39.
5. Биске Г.С., Зубцов Е.И., Поршняков Г.С. Герцинды Атбаша-Кокшаальского района Южного Тянь-Шаня. Л.: Изд-во ЛГУ, 1985. 192 с.
6. Геологическая карта Казахской ССР. Серия Южноказахстанская. Масштаб 1 : 500000. Объяснительная записка / Ред. С.Е. Чакабаев. Алма-Ата, 1981. 248 с.
7. Грачев А.Ф. Раннекайнозойский магматизм и геодинамика Северного Тянь-Шаня // Физика Земли. 1999. № 10. С. 26–51.
8. Добрецов Г.Л., Загрузина И.А. Об особенностях проявления молодого базальтоидного магматизма в восточной части Тянь-Шаня // Докл. АН СССР. 1977. Т. 235. № 3. С. 648–651.
9. Додонова Т.А. Вулканические и вулкано-плутонические комплексы позднеорогенной и платформенной стадий / Ред. К.Д. Помазков. Геология СССР. Киргизская ССР. Т. XXV(2). М.: Недра, 1972. С. 44–54.
10. Киселев В.В., Королев В.Г. О сдвигах и структурах вращения в западной части Киргизского хребта // Материалы по геологии Тянь-Шаня. Ред. М.М. Адышев. Фрунзе: Изд-во АН КиргССР, 1964. С. 147–152.
11. Конн М.Л. Структурные рисунки, связанные с продольными перемещениями внутри складчатых поясов (на примере Средиземноморско-Гималайского пояса) // Геотектоника. 1991. № 1. С. 21–36.
12. Конн М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Научный мир, 1997. 314 с.
13. Королев В.Г. Об унаследованном характере некоторых мезо-кайнозойских впадин Северного Тянь-Шаня. Фрунзе: Изд-во АН КиргССР, 1956. С. 87–94 (Тр. Ин-та геологии АН КиргССР; Вып. 7).
14. Костенко Н.П., Макаров В.И., Соловьева Л.И. Новейшая тектоника. Геология СССР. Том XXV. Киргизская ССР. Кн. 2. М.: Недра, 1972. С. 249–271.
15. Макаров В.И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 172 с.
16. Миколайчук А.В. Структурная позиция надвигов в новейшем орогене Центрального Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 7. С. 961–970.
17. Миколайчук А.В., Котов В.В., Кузиков С.И. Структурное положение метаморфического комплекса Малого Нарына и проблема границы Северного и Среднего Тянь-Шаня // Геотектоника. 1995. № 2. С. 75–85.

18. Миколайчук А.В., Котов В.В. Позднекаледонский гранито-гнейсовый купол бассейна р. Каракуджур // Изв. НАН Кыргызской Республики. Проблемы геологии и географии в Кыргызстане. 1999. С. 43–46.
19. Храмов А.Н., Гончаров А.Н., Комиссарова Р.А., Писаревский С.А., Позарская И.А., Ржевский Ю.С., Родионов В.П., Слауцитайс И.П. Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. 312 с.
20. Христов Е.В. Коллизионные структуры района Сарыджазского синтаксиса // Тектоника, геодинамика и металлогения Урало-Тяньшаньской складчатой системы. Тезисы докладов. Свердловск: Изд-во УрО АН СССР, 1989. С. 154–155.
21. Чедия О.К., Корженков А.М. О долговременном сохранении в рельефе следов древних сейсмических катастроф (на примере Чилико-Кеминской сейсмогенерирующей зоны Северного Тянь-Шаня) // Геоморфология. 1997. № 3. С. 88–98.
22. Юнга С.Л., Яковлев Ф.Л. Памиро-Тяньшаньский регион // Ред. Грачев А.Ф. Новейшая тектоника, геодинамика и сейсмичность Северной Евразии. М.: ОИФЗ РАН, 2000. С. 431–434.
23. Abdrakhmatov K.Y., Aldazhanov S.A., Hager B.H., Hamburger M.W., Herring T.A., Kalabaev K.B., Makarov V.I., Molnar P., Panasyuk S.V., Prilepin M.T., Reilinger R., Sadybakasov I.S., Souter B., Trapeznikov Yu.A., Tsurkov V.Ye., Zubovich A.V. Global positioning system bound on the rate and duration of crustal shortening across the Tien Shan, Kyrgyzstan and Kazakhstan // Nature. 1996. Vol. 384. P. 450–453.
24. Allen M.B., Sengor A.M.C., Natal'in B.A. Junggar, Turfan and Alakol basins as Late Permian to ?Early Triassic extensional structures in a sinistral shear zone in the Altaid orogenic collage, Central Asia // J. Geol. Soc. London. 1995. Vol. 152. P. 327–338.
25. Avouac J.P., Tapponnier P., Bai M., You H., Wang G. Active thrusting and folding along the Northern Tien Shan and late Cenozoic rotation of Tarim relative to Dzungaria and Kazakhstan // J. Geophys. Res. 1993. Vol. 98. P. 6755–6804.
26. Bazhenov M.L. Cretaceous paleomagnetism of the Fergana basin and adjacent ranges, central Asia: tectonic implications // Tectonophysics. 1993. Vol. 221. P. 251–267.
27. Bazhenov M.L. Permo-Triassic paleomagnetism of the North Pamir: tectonic implications // Earth Planet. Sci. Lett. 1996. Vol. 142. P. 109–120.
28. Bazhenov M.L., Chauvin A., Audibert M., Levashova N.M. Permian and Triassic paleomagnetism of the south-west Tien Shan: the timing and mode of tectonic rotations // Earth Planet. Sci. Lett. 1993. Vol. 118. P. 195–212.
29. Bazhenov M.L., Perroud H., Chauvin A., Burtman V.S., Thomas J.-C. Paleomagnetism of Cretaceous red beds from Tadjikistan and Cenozoic deformation due to India-Eurasia collision // Earth Planet. Sci. Lett. 1994. Vol. 124. P. 1–18.
30. Bazhenov M.L., Mikolaichuk A.V. Paleomagnetism of Paleogene basalts from the Tien Shan, Kyrgyzstan: rigid Eurasia and dipole geomagnetic field // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. Vol. 195. P. 155–166.
31. Besse J., Courtillot V. Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field in the last 200 million years // J. Geophys. Res. 2002. Vol. 107. P. 10.1029/2000JB000050.
32. Burbank D.W., Weldon R.J., Weberling K., Bullen M.E., Thompson S.C., Rubin C.M., Miller M.M., Sobel E., McLean K., Abdrakhmatov K., Molnar P. Chronology of Cenozoic mountain building and foreland deposition in the Kyrgyz Tien Shan // EOS Trans. AGU. 81(48). Fall Meeting Suppl. 2000. F1156.
33. Burtman V.S., Skobelev S.F., Molnar P. Late Cenozoic slip on the Talas-Fergana fault, Tien Shan, Central Asia // Geol. Soc. Am. Bull. 1996. Vol. 108. P. 1004–1021.
34. Chauvin A., Perroud H., Bazhenov M.L. Anomalous low paleomagnetic inclinations from Oligocene–Lower Miocene red beds of the South-West Tien Shan, Central Asia // Geophys. J. Int. 1996. Vol. 126. P. 303–313.
35. Chen J., Burbank D.W., Scharer K.M., Sobel E., Yin J., Rubin C.M., Zhao R. Magnetochronology of the Upper Cenozoic strata in the Southwestern Chinese Tian Shan: rates of Pleistocene folding and thrusting // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. Vol. 195. P. 113–130.
36. Chen Y., Cogne J.P., Courtillot V., Avouac J.-Ph., Tapponnier P., Wang G., Bai M., You H., Li M., Wei C., Buf-jetaut E. Paleomagnetic study of Mesozoic continental sediments along the Northern Tien Shan (China) and heterogeneous strain in Central Asia // J. Geophys. Res. 1991. Vol. 96. № B3. P. 4065–4082.
37. Chen Y., Cogne J.P., Courtillot V. New Cretaceous paleomagnetic results from the Tarim basin, Northwestern China // Earth Planet. Sci. Lett. 1992. Vol. 114. P. 17–38.
38. Cobbold P.R., Davy P. Indentation tectonics in nature and experiment: 2. Central Asia // Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala. 1988. N.S. Vol. 14. P. 143–162.
39. Cogne J.P., Chen Y., Courtillot V., Rocher F., Wang G., Bai M., You H. A paleomagnetic study of Mesozoic sediments from the Junggar and Turfan basins, Northwestern China // Earth Planet. Sci. Lett. 1995. Vol. 133. P. 353–366.
40. Cogne J.P., Halim N., Chen Y., Courtillot V. Resolving the problem of shallow magnetizations of Tertiary age in Asia: insights from paleomagnetic data from the Qingtang, Kunlun, and Qaidam blocks (Tibet, China), and a new hypothesis // J. Geophys. Res. 1999. Vol. 104. P. 17715–17734.
41. Demarest H.H., jr. Error analysis for the determination of tectonic rotation from paleomagnetic data // J. Geophys. Res. 1983. Vol. 88. P. 4321–4328.
42. Dobretsov N.L., Buslov M.M., Delvaux D., Berzin N.A., Ermikov V.D. Meso- and Cenozoic tectonics of the Central Asian mountain belt: effects of lithospheric plate interaction and mantle plumes // Int. Geology Rev. 1996. Vol. 38. P. 430–466.
43. Dupont-Nivet G., Butler R.F., Yin A., Chen X. Paleomagnetism indicates no Neogene rotation of the Qaidam Basin in northern Tibet during Indo-Asian collision // Geology. 2002. Vol. 30. P. 263–266.
44. Dupont-Nivet G., Guo Z., Butler R.F., Jia C. Discordant paleomagnetic direction in Miocene rocks from the Central Tarim Basin: evidence for local deformation and inclination shallowing // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. Vol. 199. P. 473–482.

45. *Enkin R.J., Yang Z., Chen Y., Courtillot V.* Paleomagnetic constraints on the geodynamic history of the major blocks of China from the Permian to the Present // *J. Geophys. Res.* 1992. Vol. 97. P. 13953–13989.
46. *Fisher R.A.* Dispersion on a sphere // *Proc. Roy Soc. London. Ser. A.* 1953. Vol. 217. P. 295–305.
47. *Gilder S.A., Zhao X., Coe R.S., Meng Z., Courtillot V., Besse J.* Paleomagnetism and tectonics of the southern Tarim basin, Northwest China // *J. Geophys. Res.* 1996. Vol. 101. P. 22015–22032.
48. *Gilder S., Chen Y., Sen S.* Oligo-Miocene magnetostratigraphy and rock magnetism of the Xishuigou section, Subei (Gansu Province, western China) and implications for shallow inclinations in Central Asia // *J. Geophys. Res.* 2001. Vol. 106. P. 30505–30521.
49. *Gilder S., Chen Y., Cogne J.-P., Tan X., Courtillot V., Sun D., Li Y.* Paleomagnetism of Upper Jurassic to Lower Cretaceous volcanic and sedimentary rocks from the western Tarim Basin and implications for inclination shallowing and absolute dating of the M–0 (ISEA ?) chron // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2003 (in press).
50. *Halim N., Cogne J.-P., Chen Y., Atasiei R., Besse J., Courtillot V., Gilder S., Marcoux J., Zhao R.L.* New Cretaceous and Early Tertiary paleomagnetic results from Xining-Lanzhou basin, Kunlun and Quangtang blocks, China: implications for the geodynamic evolution of Asia // *J. Geophys. Res.* 1998. Vol. 103. P. 21025–21046.
51. *Le Pichon X., Fournier M., Jolivet L.* Kinematics, topography, shortening, and extrusion in the India-Eurasia collision // *Tectonics.* 1992. Vol. 11. P. 1085–1098.
52. *Li Y.P., McWilliams M., Cox A., Sharps R., Li Y., Gao Z., Zhang Z., Zhai Y.* Late Permian paleomagnetic pole from dykes of the Tarim Craton // *Geology.* 1988. Vol. 16. P. 275–278.
53. *Li Y.P., Zhang Z.K., McWilliams M., Sharps R., Zhai Y.J., Li Y.A., Li Q., Cox A.* Mesozoic paleomagnetic results of the Tarim Craton: Tertiary relative motion between China and Siberia? // *Geophys. Res. Lett.* 1988. Vol. 15. P. 217–220.
54. *McFadden P.L., Jones D.L.* The fold test in palaeomagnetism // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1981. № 67. P. 53–58.
55. *McFadden P.L., Ma X.H., McElhinny M.W., Zhang Z.K.* Permo-Triassic magnetostratigraphy in China: Northern Tarim // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. Vol. 87. P. 152–160.
56. *Nie S.Y., Rowley D.B., Van der Voo R., Li M.* Paleomagnetism of Late Paleozoic rocks in the Tien Shan, Northwestern China // *Tectonics.* 1993. Vol. 12. P. 568–579.
57. *Patriat P., Achache J.* India-Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanism of plates // *Nature.* 1984. Vol. 311. P. 615–621.
58. *Peltzer G., Tapponnier P.* Formation and evolution of strike-slip faults, rifts, and basins during the India-Asia collision: an experimental approach // *J. Geophys. Res.* 1988. Vol. 93. P. 15085–15117.
59. *Powell C.M., Conaghan P.J.* Plate tectonics and the Himalayas // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1973. Vol. 20. P. 1–12.
60. *Rumelhart P.E., Yin A., Cowgill E., Butler R., Zhang Q., Wang X.* Cenozoic vertical axis rotation of the Altyn Tagh fault system // *Geology.* 1999. Vol. 27. P. 819–822.
61. *Sato K., Liu Y., Zhu Z., Yang Z., Otofujii Y.* Tertiary paleomagnetic data from northwestern Yunnan, China: further evidence for large clockwise rotation of the Indochina block and its tectonic implications // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2001. Vol. 185. P. 185–198.
62. *Scharer U., Zhang L.S., Tapponnier P.* Duration of strike-slip movements in large shear zones: the Red River belt, China // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1994. Vol. 126. P. 379–397.
63. *Sharps R., Li Y.P., McWilliams M., Li Y.* Paleomagnetic investigation of Upper Permian sediments in the South Junggar Basin, China // *J. Geophys. Res.* 1992. Vol. 92. P. 1753–1765.
64. *Sobel E., Mikolaichuk A., Jie C., Burbank D.* Development of the Late Cenozoic Central Tien Shan in Kyrgyzstan and China recorded by apatite fission track thermochronology // *EOS Trans. AGU.* 81(48). Fall Meeting Suppl. 2000. F1156.
65. *Tan X., Kodama K.P., Chen H., Fang D., Sun D., Li Y.* Paleomagnetism and magnetic anisotropy of Cretaceous red beds from the Tarim basin, Northwest China: evidence for a rock magnetic cause of anomalously shallow paleomagnetic inclinations from Central Asia // *J. Geophys. Res.* 2003. Vol. 108. № B2. P. 10.1029/2001JB001608.
66. *Tapponnier P., Molnar P.* Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia and Baykal region // *J. Geophys. Res.* 1979. Vol. 84. P. 3425–3459.
67. *Tapponnier P., Peltzer G., Armijo K.* On the mechanics of the collision between India and Asia // *Collision Tectonics.* Eds. M.P. Coward, A.C. Ries. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 1986. P. 115–157.
68. *Tapponnier P., Lacassin R., Leloup P.H., Scharer U., Dalai Z., Wu H.W., Liu X.H., Ji S.C., Zhang L.S., Zhong J.Y.* The Ailao-Shan / Red River metamorphic belt and Tertiary left-lateral shear between Indochina and South China // *Nature.* 1990. Vol. 343. P. 431–437.
69. *Thomas J.-Ch., Perroud H., Cobbold P.R., Bazhenov M.L., Burtman V.S., Chauvin A., Sadybokasov E.* A paleomagnetic study of Tertiary formations from the Kyrgyz Tien Shan and its tectonic implications // *J. Geophys. Res.* 1993. Vol. 98. P. 9571–9589.
70. *Thomas J.-Ch., Chauvin A., Gapais D., Bazhenov M.L., Perroud H., Cobbold P.R., Burtman V.S.* Paleomagnetic evidence for Cenozoic block rotations in the Tadjik Depression (Central Asia) // *J. Geophys. Res.* 1994. Vol. 99. P. 15141–15160.
71. *Thomas J.-Ch., Lanza R., Kazansky A., Zykin V., Semakov N., Mitrokhin D., Delvaux D.* Paleomagnetic study of Cenozoic sediments from the Zaisan basin (SE Kazakhstan) and the Chuya depression (Siberian Altai): tectonic implications for Central Asia // *Tectonophysics.* 2002. Vol. 351. P. 119–137.
72. *Tibaldi A., Graziotto E., Forcella F., Gapich V.H.* Morphotectonic indicators of Holocene faulting in Central Tien Shan, Kazakhstan, a geodynamic implications // *J. Geodynamics.* 1996. Vol. 23. P. 23–45.
73. *Van der Voo R.* Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus oceans. N.Y.: Cambridge University Press, 1993. 411 p.
74. *Worrall D.M., Kruglyak V., Kunst F., Kuznetsov V.* Tertiary tectonics of the Sea of Okhotsk, Russia: far-field ef-

- fects of the India-Eurasia collision // *Tectonics*. 1996. Vol. 15. P. 813–826.
75. Yang Z., Besse J. Paleomagnetic study of Permian and Mesozoic sediments from northern Thailand supports the extrusion model for Indochina // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1993. Vol. 117. P. 525–552.
76. Yin A. Correction Cenozoic vertical-axis rotation of the Altyn Tagh fault system // *Geology*. 2000. Vol. 28. P. 479–480.
77. Yin A., Harrison T.M., Ryerson F.J., Chen W., Kidd W.S.F., Copeland P. Tertiary structural evolution of the Gangdese thrust system, Southeastern Tibet // *J. Geophys. Res.* 1994. Vol. 99. P. 18175–18201.
78. Yin A., Rumelhart P.E., Butler R., Cowgill E., Harrison T.M., Foster D.A., Ingersoll R.V., Qing Z., Zhou X.Q., Wang X.-F., Hanson A., Raza A. Tectonic history of the Altyn Tagh fault system in northern Tibet inferred from Cenozoic sedimentation // *Geol. Soc. Am. Bull.* 2002. Vol. 114. P. 1257–1295.
79. Zhao W., Morgan J.W. Injection of the Indian lower crust into Tibetan lower crust: a two-dimensional finite element model study // *Tectonics*. 1987. Vol. 6. P. 489–504.

Рецензенты: В.С. Буртман, В.Г. Трифонов

Structural Evolution of Central Asia to the North of Tibet: A Synthesis of Paleomagnetic and Geological Data

M. L. Bazhenov¹ and A. V. Mikolaichuk²

¹*Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia*
e-mail: palmag@online.ru

²*Geological Institute, Kyrgyz Academy of Sciences, Erkendyk pr. 30, Bishkek, 720481 Kyrgyzstan*

A paleomagnetic study of Paleogene basalts from the Tien Shan was carried out to evaluate a crustal shortening to the north of Tibet during the India–Eurasia collision. The mean inclination of the pre-folding and, presumably, primary magnetization component in the basalts was found to be close to the early Cenozoic reference values as recalculated from the paleomagnetic polar wander path analysis for Eurasia. A comparison of the published measured and expected (reference) paleomagnetic inclination values for the last 270 Ma (Late Permian to Quaternary) suggests that the Permo-Triassic data on the Tien Shan and adjacent structures are consistent with the data on Eurasia within the uncertainty limits, whereas most Cretaceous and Paleogene inclinations in sedimentary rocks are shallower than the expected values, especially concerning the Cenozoic data. The non-tectonic origin of Cretaceous and Paleogene shallowed inclinations is argued, so that the total crustal shortening, including the effect of collision, lies well within the paleomagnetic data uncertainty limits and, most probably, does not exceed a few hundred kilometers. An analysis of Cretaceous and Paleogene declinations to the north of Tibet showed that the systematic large-scale rotations took place only near the Pamirs in connection with the Pamir wedge indentation. The Late Cenozoic rotation zone was bounded by the Talas–Fergana Fault; no Alpine rotations occurred east of this fault as far as Qaidam. Because the significant crustal shortening and extensively developed rotations are inevitable for a large-scale lateral extrusion, this mechanism cannot explain the structural pattern of Central Asia north of Tibet. This means that the India–Eurasia convergence for a distance of 2500 km during the last 50 Ma was almost completely accommodated within Tibet and the Himalayas. It has been shown that the insignificant Alpine displacements along faults in the Tien Shan were not accompanied by rotation, whereas the Permo-Triassic strike-slip displacements amounted to several tens of kilometers and were systematically accompanied by counterclockwise rotation through angles up to 90°. Thus, the Tien Shan structural pattern arose from the Late Paleozoic left-slip movements, whereas the Alpine compression just selectively rejuvenated some older faults.

НЕЛИНЕЙНАЯ ДИНАМИКА РАЗЛОМООБРАЗОВАНИЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ФИЗИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

© 2004 г. С. А. Борняков¹, А. С. Гладков¹, В. А. Матросов²,
А. Н. Адамович¹, В. А. Клепиков¹

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

²Якутское научно-исследовательское геолого-разведочное предприятие ЦНИГРИ,
АК "АЛРОСА", 678170, г. Мирный, Чернышевское шоссе, д. 7

Поступила в редакцию 06.02.2004 г.

В рамках нелинейной геодинамики, развиваемой с начала 90-х г. академиком Ю.М. Пушаровским, показано, что литосфера в целом и все ее структурные элементы представляют собой открытые неравновесные динамические системы. Их эволюция закономерно сопровождается разнообразными нелинейными эффектами, масштаб которых соизмерим с масштабом порождающих их структур и процессов. Из широкого спектра структурных элементов литосферы, наиболее удобными для исследования физической природы возникновения нелинейных эффектов являются зоны разломов. Нелинейный характер структурообразования в их пределах традиционно объясняется разнонаправленным действием на деформационный процесс внешних по отношению к нему факторов. В настоящей статье приведены результаты физического моделирования процесса структурной эволюции зоны растяжения в упруговязкопластичной модели литосферы. Мы рассматриваем эволюционную динамику зоны растяжения как синергетический процесс, протекающий в виде последовательной смены структурных уровней, с характерным для каждого из них набором структурных элементов и механизмов деформации. Определяющая роль перехода с одного структурного уровня на другой принадлежит особому состоянию внутриразломных систем разрывов, связанному с их самоорганизацией, спонтанно возникающей в условиях неравновесности разрывной системы. Для последней характерна повышенная чувствительность к внешнему деформационному воздействию с нелинейным откликом на него. Нелинейность в данном случае выступает как внутреннее, функциональное свойство системы, а не результат вариаций внешних факторов, влияющих на деформационный процесс. Предложен новый подход к диагностике разномасштабных процессов самоорганизации на основе анализа вариаций информационной энтропии и фрактальной размерности.

ВВЕДЕНИЕ

В последние два десятилетия под влиянием идей неравновесной термодинамики [32, 33], синергетики [41] и фрактальной геометрии [57] происходит пересмотр концептуальных основ многих наук. Не остались в стороне от этой тенденции и науки о Земле. Примером этому является зарождение и развитие ряда новых научных направлений, таких как нелинейная геодинамика [28, 35], нелинейная геофизика [19, 25 и др.], нелинейная сейсмика [28], нелинейная геология [16], нелинейная геомеханика [21] и другие. На смену представлениям о линейности, континуальности и детерминированности геологических систем пришли представления об их нелинейности, масштабной-иерархической дискретности и инвариантности со сложными взаимоотношениями хаоса и порядка.

В геодинамике трансформация подобных представлений во взглядах на строение литосферы и протекающих в ней сейсмических и других процессов, начавшаяся под влиянием комплекса

работ академика М.А. Садовского и его учеников [36–38 и др.], заметно прогрессировала за счет привлечения в геолого-геофизические исследования базовых идей синергетики [23 и др.] и, в конечном счете, привела к формированию новой геодинамической концепции, развиваемой с начала 90-х гг. академиком Ю.М. Пушаровским. Им в серии публикаций показано, что литосфера в целом и все ее структурные элементы представляют собой открытые неравновесные динамические системы, процесс эволюции которых закономерно сопровождается разнообразными нелинейными эффектами, масштаб которых соизмерим с масштабом порождающих их структур и процессов [28, 35].

Из широкого спектра структурных элементов литосферы, наиболее удобными для исследования физической природы возникновения нелинейных эффектов являются зоны разломов. Повсеместная распространенность и накопленный опыт изучения общих закономерностей их развития, а также широко практикуемое количественное описание, делают зоны разломов своеобраз-

ными эталонными объектами для подобного рода исследований. На сегодняшний день для различных морфолого-генетических типов разломных зон установлен нелинейный характер:

– в вариациях их ширины по простиранию [13, 24, 44 и др.];

– в количественных взаимосвязях между параметрами участвующих в их внутреннем строении систем разрывов, а также в их распределении по средним размерам [13, 36, 43, 48–50, 58 и др.];

– в пространственном распределении в их пределах разрывов, полей напряжений, деформаций и сейсмических событий [22, 31, 40, 46, 48–50, 52 и др.].

Нелинейность перечисленных явлений имеет многофакторную природу. Из широкой группы факторов важная роль в ее формировании принадлежит внутреннему, функциональному свойству эволюционной динамики зон разломов, связанному с проявлением процессов самоорганизации внутриразломных систем разрывов в рамках иерархии структурных уровней [6, 7, 29, 30].

МНОГОУРОВНЕВЫЕ ПРОЦЕССЫ САМООРГАНИЗАЦИИ КАК ФАКТОР НЕЛИНЕЙНОЙ ДИНАМИКИ ЗОН РАЗЛОМОВ И КРИТЕРИИ ИХ ДИАГНОСТИКИ

Основной, фундаментальной закономерностью процесса структурных преобразований в зоне разлома является его стадийность [48–50]. Используемый нами ранее подход к объяснению ее природы с позиции модели лавинонеустойчивого трещинообразования [18, 27] сыграл в свое время важную конструктивную роль, но исчерпал свои возможности и потребовал пересмотра старых представлений. Их корректировка и вывод на качественно новый уровень стали возможны с позиций нового концептуального подхода, основу которого составляют идеи неравновесной термодинамики [32, 33], синергетики [41] и мезомеханики [29, 30 и др.]. В настоящее время мы рассматриваем эволюционную динамику зоны разлома как синергетический процесс, протекающий в виде последовательной смены структурных уровней, с характерным для каждого из них набором структурных элементов и механизмов деформации [5, 6]. Определяющая роль перехода с одного структурного уровня на другой принадлежит особому состоянию внутриразломных систем разрывов, связанному с их самоорганизацией, спонтанно возникающей в условиях неравновесности разрывной системы. Для последней характерна повышенная чувствительность к внешнему деформационному воздействию с нелинейным откликом на него. Нелинейность в данном случае

выступает как внутреннее, функциональное свойство системы, а не результат вариаций внешних факторов, влияющих на деформационный процесс [6].

Выделение количественных критериев диагностики состояний самоорганизации имеет важное прогностическое значение. По особенностям их вариаций можно судить о наступлении существенно нелинейной, критической фазы в эволюционной динамике зоны разлома, за которой следует быстрая перестройка его внутренней структуры и переход деформационного процесса на качественно новый структурный уровень [6, 20, 30, 51, 56]. На базе результатов физического моделирования процессов формирования сдвиговых зон нами было показано, что одним из таких количественных критериев выделения структурных уровней при формировании зоны разлома и диагностики проявления в их пределах процессов самоорганизации может быть фрактальная размерность внутриразломных систем разрывов [5, 6]. Принимая фрактальную размерность за критерий диагностики, мы исходили из того, что она отражает степень упорядоченности разрывной системы в зоне разлома, усиливающуюся в условиях кооперативного поведения составляющих ее элементов в пределах возникающих диссипативных структур [32, 33]. Однако, как известно, функцией состояния открытой неравновесной динамической системы, по которой однозначно можно судить о наличии или отсутствии в ней процессов самоорганизации, является энтропия S [32, 41]. Ее вариации при эволюции системы определяются характером изменения двух составляющих $dS = dS_e + dS_i$ (1), где S_e – внешняя энтропия, привнесенная в систему из-вне; S_i – внутренняя энтропия, произведенная самой системой. Согласно принципу минимума производства энтропии [17] в моменты развития процесса самоорганизации в такой системе второй член dS_i уравнения (1) убывает. Не имея возможности оценить для систем разрывов термодинамическую энтропию, мы ограничились оценкой информационной энтропии Шеннона (S_{inf}). Об их качественной аналогии можно судить по серии работ [1, 2, 8–10, 14, 33 и др.].

В настоящей статье на примере результатов физического моделирования процесса структурной эволюции зоны растяжения в упруговязкопластичной модели литосферы показывается, что самоорганизация является важным фактором, определяющим нелинейную динамику разломообразования и предлагается использовать в качестве количественных критериев ее диагностики информационную энтропию и фрактальную размерность.

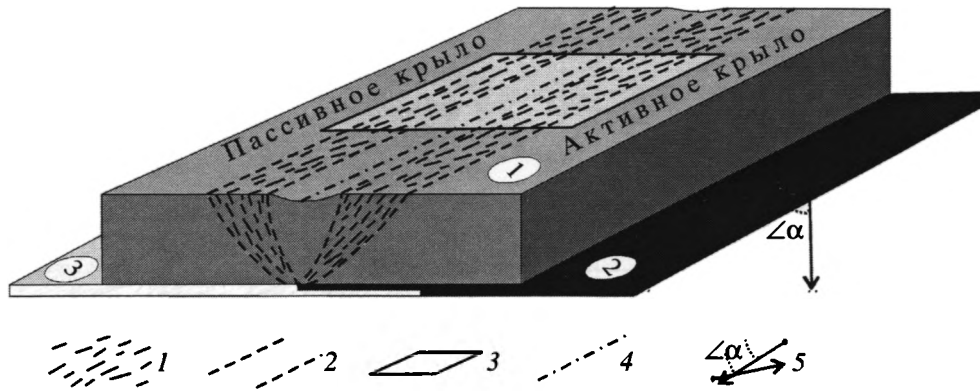


Рис. 1. Схема моделирования зоны растяжения

Цифры в кружках: 1 – модель; 2 – подвижный и 3 – неподвижный штампы

1 – области разрывообразования в первую стадию развития зоны растяжения и 2 – их границы; 3 – тестовая площадка; 4 – осевая линия; 5 – направление движения штампа

УСЛОВИЯ ПОДОБИЯ, МОДЕЛЬНЫЙ МАТЕРИАЛ И ТЕХНИКА ПРОВЕДЕНИЯ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Физическое моделирование зоны растяжения выполнено с соблюдением условий подобия. Граничные условия экспериментов определялись в соответствии с критерием-комплексом подобия:

$$\eta/\rho gLT = \text{const}, \quad (1)$$

где η – вязкость, Па с; ρ – плотность, кг/м³; g – ускорение свободного падения, м/с²; L – линейные размеры, м; T – время, с. Правомерность использования данного критерия-комплекса обсуждалась в серии работ [3, 13, 42, 48]. Уравнение (1) позволяет вычислить масштабные коэффициенты для каждого из использованных в нем физических параметров. Так, средним значениям вязкости 10^{21-23} Па с, плотности 2.7×10^4 н/м³, толщины 4×10^4 м земной коры и продолжительности формирования зоны крупного разлома 10–100 млн. лет соответствуют средние значения вязкости 10^{5-7} Па с, плотности 2.0×10^4 н/м³ и толщины 4×10^{-2} м модели и продолжительности моделируемого процесса 10–100 минут. При использованных значениях параметров, определяющих подобие процессов разломообразования в природных и экспериментальных условиях, масштабные коэффициенты вязкости C_η , плотности C_ρ , линейных размеров C_l и времени C_t составляют $\sim 10^{16}$, ~ 1 , $\sim 10^6$, $\sim 10^{11}$ соответственно. При полученных масштабных коэффициентах C_l и C_t 1 мм в модели соответствует 1 км в ее природном аналоге, а 1 минута эксперимента эквивалентна 1 млн. лет природного процесса.

В качестве модельного материала использована водная паста бурой глины, обладающая упруговязкопластичными свойствами. Правомер-

ность ее использования для моделирования процессов разломообразования обоснована специальным комплексным исследованием [39].

Модельный материал размещался слоем равной толщины на двух штампах, один из которых перемещался по отношению к другому с заданной скоростью в направлении вектора, ориентированного под углом $\alpha = 60^\circ$ к линии стыковки штампов (рис. 1). В ходе эксперимента в модели формировалась крупная зона косога растяжения. Первоначально деструктивный процесс развивается в двух линейных зонах, представленных системами сбросов и сбросо-сдвигов, вертикальные смещения по которым способствуют проседанию центрального блока (рис. 2, А). По мере дальнейшего развития деформационного процесса в деструкцию вовлекается и центральный блок, разрушаясь системами сдвиговых разрывов, косо ориентированных к генеральному простиранию зоны растяжения (рис. 2, Б).

Моделируемый процесс в ходе эксперимента фотографировался цифровым фотоаппаратом Nikon-Coolpix – 880 с интервалом в 1 минуту. Для исключения влияния краевого эффекта свободных границ, анализировалась только центральная часть формирующейся зоны растяжения. На основе каждой фотографии впоследствии составлялись структурные схемы, учитывающие все разрывы, сформировавшиеся на момент фотофиксации, и по ним в пределах тестовых площадок оценивались фрактальная размерность D и информационная энтропия S_{inf} . Поскольку разрывообразование в крыльях зоны растяжения, расположенных над неподвижным (пассивное крыло) и подвижным (активное крыло) штампами различается в деталях, расчет этих параметров для каждой из них производился отдельно в пределах тестовых площадок равного размера.

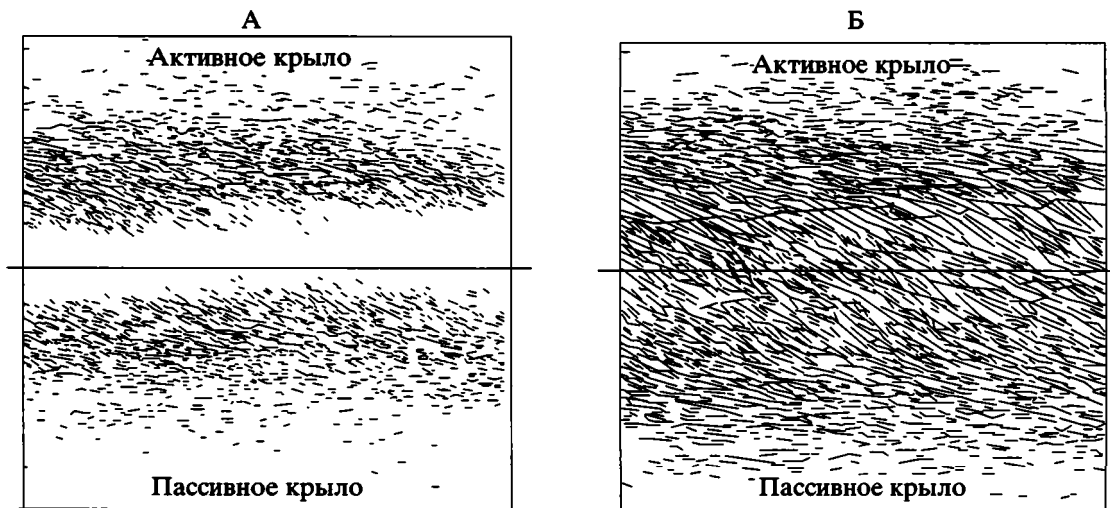


Рис. 2. Фрагменты строения интраструктуры зоны растяжения в начальную (А) и конечную (Б) стадии развития

Их внутренняя граница совпадала с осевой линией зоны растяжения (см. рис. 1).

МЕТОДИКА ОЦЕНКИ ФРАКТАЛЬНОЙ РАЗМЕРНОСТИ И ИНФОРМАЦИОННОЙ ЭНТРОПИИ СИСТЕМ РАЗРЫВОВ

Расчеты фрактальной размерности D производились в двух вариантах. В первом варианте в пределах тестовых субплощадок активного и пассивного крыльев зоны растяжения рассчитывалось по одному обобщенному ее значению с помощью апробированной программы. Основу программы составляет алгоритм $D = \lg N_i / \lg r_i$ (2), где N_i и r_i — соответственно число условно разрушенных пикселей и размер системы в единицах размера пикселей, используемых при i -й итерации [45]. Во втором варианте тестовая площадка делилась на 100 равновеликих субплощадок и для каждой из них рассчитывалась фрактальная размерность с последующим графическим отображением ее площадного распределения в виде схем в изолиниях.

В аналогичном двухвариантном виде рассчитывалась и информационная энтропия S_{inf} . В общем смысле информационная энтропия является мерой неопределенности информации о состоянии эволюционирующей системы (с вероятностью p_c), относящейся к статистическому распределению, и изменяется от нуля до некоторого однозначного не определенного максимума. Она обращается в нуль, когда одна из p_c равна единице, а все остальные равны нулю. В этом случае результат эксперимента может быть предсказан точно, и неопределенность в информации отсутствует. И наоборот, информационная энтропия принимает максимальное значение, когда вероятность всех состояний одинакова. Этот предельный слу-

чай обладает максимальной неопределенностью и содержит минимальное количество информации о результатах эксперимента [8–10, 14 и др.]. Учитывая, что степень неопределенности информации о состоянии открытой неравновесной динамической системы будет уменьшаться с развитием в ней более высокой степени упорядоченности ее элементов в условиях самоорганизации, можно констатировать, что поведение информационной энтропии в такой ситуации будет корреспондировать с поведением термодинамической энтропии, и к ней применим принцип, изложенный в [17].

Для обобщенной оценки информационной энтропии по первому варианту, в пределах тестовых субплощадок площадок активного и пассивного крыльев зоны растяжения промерялась суммарная длина всех попавших в них разрывов ΣL . Затем каждая тестовая площадка делилась на 100 равновеликих элементов и для каждого из них повторялась процедура промера суммарной длины разрывов Σl_i . Оценка информационной энтропии осуществлялась по уравнению $S_{inf} = -\Sigma p_i \ln p_i$ (3), где $p_i = \Sigma l_i / \Sigma L$.

Эволюция разрывной сети в зоне растяжения обеспечивается разрастанием разрывов в элементах. Включение того или иного элемента в этот процесс носит стохастический характер. В наших исследованиях мы изучаем эволюцию разрывной сети как последовательность переходов ее из одного состояния в другое на основе анализа 100 тестовых элементов. По нашему мнению, вероятность включения элемента совпадает с величиной относительной части принадлежащей ему разрывной сети, что позволяет оценку качественного состояния эволюции последней свести к рассмотрению вариаций энтропии системы элементов.

Заметим, что процесс разбиения тестовой площадки на элементы имеет свои ограничения. Начиная с некоторого N разбиение тестовой площадки на K более мелких элементов приводит к тому, что распределение разрывов в соседних элементах становится более равномерным, и поэтому оценка информационной энтропии может проводиться по формуле $S_{inf KN} = S_{inf N} + \lg K$, где величина $\lg K$ играет роль “аддитивной постоянной” энтропии. Таким образом, характер поведения энтропии не будет зависеть от числа элементов больше, чем N . Предварительные расчеты показали, что в качестве N может быть взято число 100, которое и было принято нами при разбиении тестовых площадок. Максимальное значение информационной энтропии сети разрывов в этом случае составляет $S_{inf N_{max}} = \lg 100 = 2.0$. Данное значение отражает равномерное распределение по элементам. Данное состояние достигается в момент максимального, устойчивого равновесия системы, при равномерном пространственном распределении в ней ее элементов.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Результаты расчетов обобщенных значений D и S_{inf} представлены в виде соответствующих графиков (рис. 3). Общее сопоставление кривых изменения D и S_{inf} во времени для активного и пассивного крыльев показывает, что эти два параметра в целом связаны между собой прямой зависимостью. Рассчитанные для них уравнения парной корреляции имеют вид:

$$D = 1.0596S + 0.095 \quad (4) \text{ (для активного крыла),}$$

$$R = 0.95$$

$$D = 1.8364S - 1.187 \quad (5) \text{ (для пассивного крыла),}$$

$$R = 0.96$$

где R – коэффициент корреляции.

Приведенные уравнения описывают общий тренд изменения D и S . В деталях же отчетливо прослеживается нелинейный характер их вариаций в ходе структурной эволюции зоны растяжения. Между 11–12 и 16–17 минутами наблюдается смена связи фрактальной размерности и информационной энтропии с прямой на обратную. Уменьшение значений информационной энтропии в данном случае указывает на проявление в анализируемой системе разрывов процессов самоорганизации в эти временные интервалы [17, 32, 33].

Приведенные выше результаты отражают особенности структурной эволюции зоны растяжения в целом, как единой макросистемы через анализ обобщенных значений фрактальной размерности и информационной энтропии, участвующих в ее строении систем разрывов. Для полу-

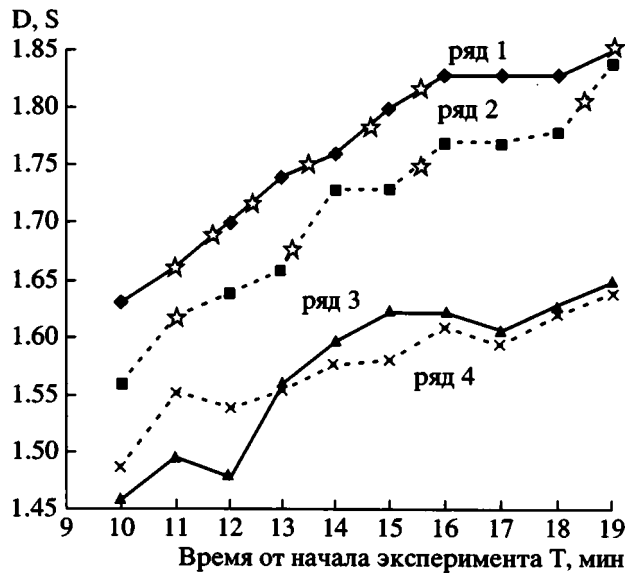


Рис. 3. Вариации во времени фрактальной размерности D (ряд 1 и 2) и информационной энтропии S_{inf} (ряд 3 и 4) систем разрывов в активном (сплошная линия) и в пассивном (пунктирная линия) крыльях зоны растяжения
Звездочки – расчетные пороговые значения D

чения более полного представления о пространственно-временной динамике этого процесса исходная тестовая площадка, как уже было отмечено в методической части, делилась на сто равновеликих квадратов. Для каждого квадрата рассчитывались D и S_{inf} , а также величины их изменения (ΔD и ΔS_{inf}) за контрольный интервал времени (1 мин), с последующим построением схем их площадного распределения в изолиниях. Всего было построено 40 таких схем (по 10 схем на каждый параметр). Их анализ позволил выявить ряд основных особенностей.

Во-первых, пространственное распределение всех параметров (D , S_{inf} , ΔD , ΔS_{inf}) в пределах тестовой площадки имеет дифференцированный характер, в виде чередующихся локальных их максимумов и минимумов, имеющих линейное расположение в пределах крыльев зоны растяжения (рис. 4–7). D и S_{inf} являются аддитивными параметрами, нелинейно меняющимися во времени, в целом возрастают (рис. 4, 5).

Во-вторых, локальные максимумы D и S_{inf} не являются стационарными. По мере развития деформационного процесса меняются их местоположение, количество и размеры. Как показали расчеты, несмотря на свою мобильность, области повышенных значений D и S_{inf} с высокой степенью вероятности пространственно совпадают, а изменение самих параметров описывается прямой зависимостью.

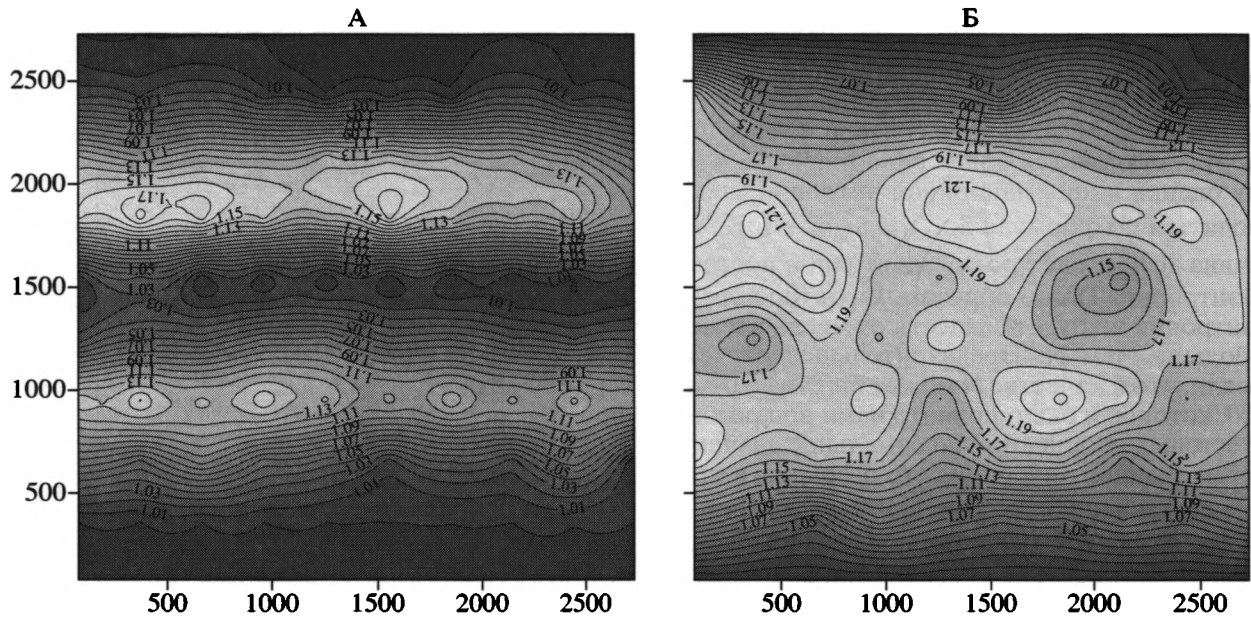


Рис. 4. Схемы площадного распределения значений фрактальной размерности D в пределах тестовой площадки в зоне растяжения в начальный (А) и конечный (Б) этапы деформационного процесса

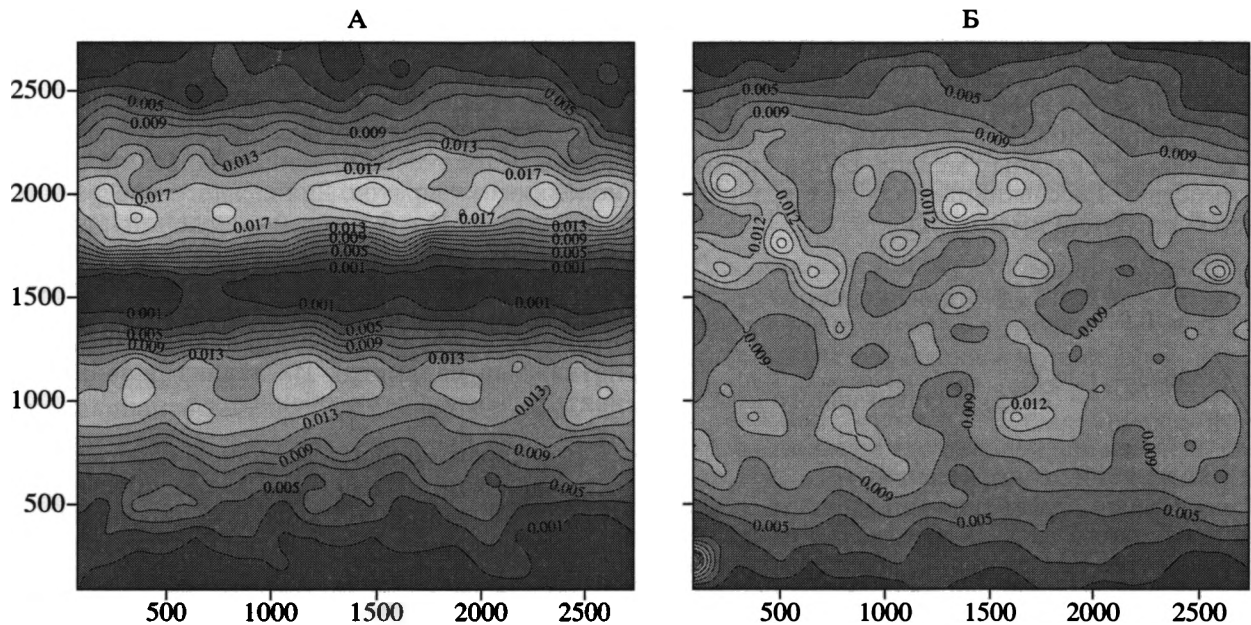


Рис. 5. Схемы площадного распределения значений информационной энтропии S_{inf} в пределах тестовой площадки в зоне растяжения в начальный (А) и конечный (Б) этапы деформационного процесса

В-третьих, в отличие от D и S_{inf} , изменение фрактальной размерности ΔD и информационной энтропии ΔS_{inf} за контрольный интервал времени имеет ярко выраженный нелинейный характер. Каких-либо устойчивых пространственно-временных корреляционных связей между ними на этом этапе исследований не выявлено (рис. 6–8).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Универсальной особенностью эволюции открытых неравновесных динамических систем является периодическое чередование двух качественных состояний – организации и самоорганизации [23]. С последним из них связано формирование особого рода пространственно-временных “диссипа-

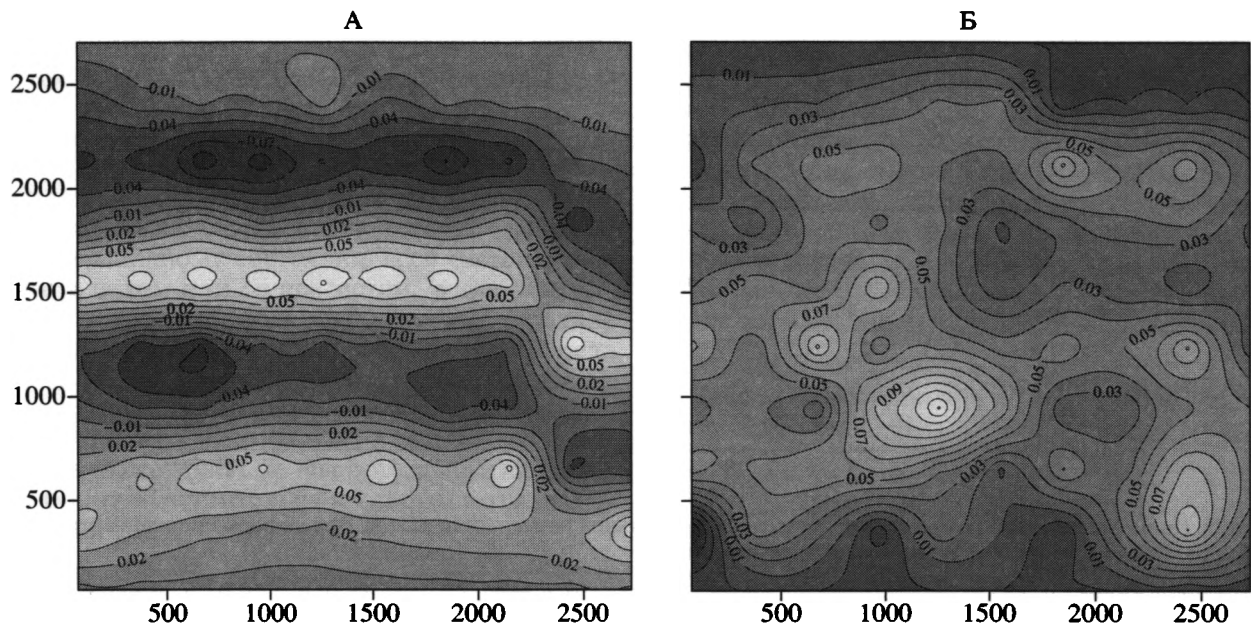


Рис. 6. Схемы площадного распределения значений приращения фрактальной размерности ΔD в пределах тестовой площадки в зоне растяжения в начальный (А) и конечный (Б) этапы деформационного процесса

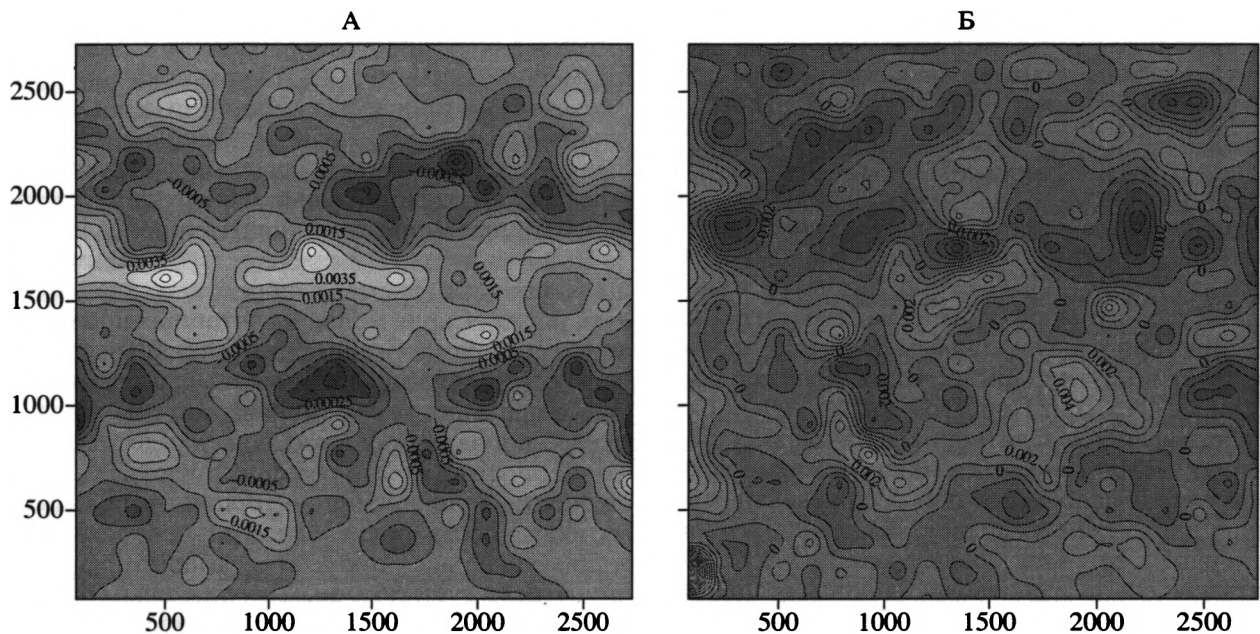


Рис. 7. Схемы площадного распределения значений приращения информационной энтропии ΔS_{inf} в пределах тестовой площадки в зоне растяжения в начальный (А) и конечный (Б) этапы деформационного процесса

тивных” структур [32, 33]. В условиях организации эволюция многочисленных разноранговых элементов такой системы происходит несогласованно и независимо друг от друга, сопровождаясь ростом ее энтропии. В условиях же самоорганизации в рамках возникающей диссипативной структуры взаимодействие элементов системы носит со-

гласованный, кооперативный характер, суммарным эффектом которого является уменьшение производства энтропии системы [4, 17, 23, 32, 33]. Если в условиях организации рост энтропии системы обусловлен увеличением хаоса, то ее уменьшение при самоорганизации связано с переходом системы в более упорядоченное состояние. Из по-

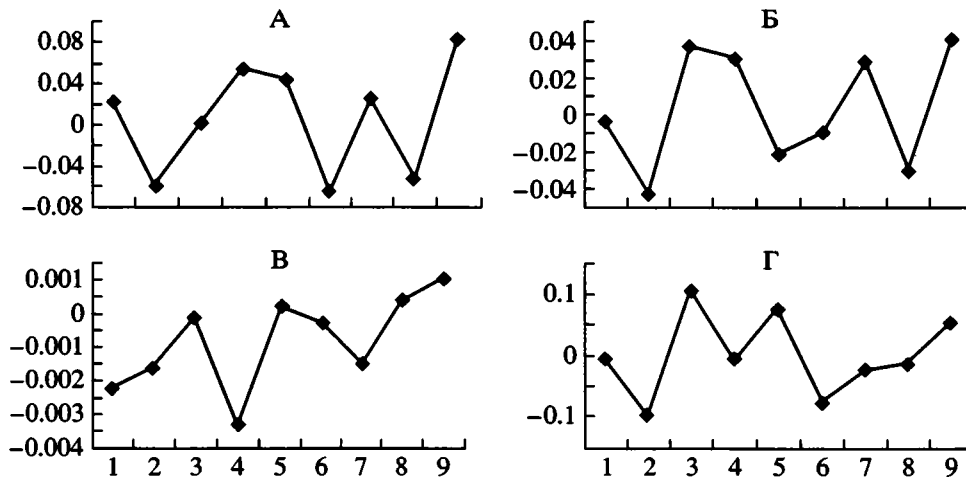


Рис. 8. Примеры вариаций во времени приращений фрактальной размерности ΔD (А, Б) и информационной энтропии ΔS_{inf} (В, Г) в пределах двух разных тестовых субплощадок

следнего следует, что поскольку фрактальная размерность отражает степень самоподобной кластиризации анализируемой системы, т.е. степень ее структурированной упорядоченности, то она так же, как и энтропия, может использоваться для диагностики ее состояния.

В свете выше изложенного, рассмотрим процесс эволюции зоны растяжения, как открытой неравновесной динамической системы. Ее внутренняя структура развивается однонаправлено в рамках трех стадий или структурных уровней от многочисленных мелких разрывов через их избирательный рост и объединение к единому магистральному шву [49]. Система разрывов в зоне разлома любого морфолого-генетического типа в условиях прогрессирующей деформации эволюционирует по пути формирования фрактального кластера [7, 15, 52]. При этом фрактальная размерность является аддитивной величиной, неравномерно увеличивающейся на протяжении всего процесса разрывообразования. Ее предельная величина для систем разрывов, согласно экспериментальным данным, составляет 1.85–1.87 [7]. Учитывая опыт использования универсального алгоритма самоорганизации [15] разными исследователями, можно утверждать, что для каждого прогрессивно эволюционирующего разрывного фрактального кластера существует ряд дискретно возрастающих пороговых значений фрактальной размерности, при которых проявляется предрасположенность его элементов к самоорганизации. Так как в нашем случае D возрастает во времени (см. рис. 3), то следует признать, что сам факт ее роста является важной, но не определяющей предпосылкой развития процесса самоорганизации. Для реализации последнего в рамках текущего временного отрезка необходимо выпол-

нение как минимум двух условий: достижения фрактальной кривой пороговой точки и наличия в пределах разрывной системы определенного энергетического баланса. Отчасти подтверждение этому вытекает из сопоставления кривых фрактальной размерности и энтропии с учетом рассчитанных пороговых значений фрактальной размерности (см. рис. 3). Анализ показывает, что масштабные процессы самоорганизации, определяемые по падению энтропии, одновременно проявляются в обоих крыльях зоны растяжения и предваряют кардинальные перестройки разрывной сети при смене структурных уровней на 11–12 и 16–17 минутах. Им предшествует наличие совпадающих по времени пороговых значений D (см. рис. 3). Серия менее масштабных проявлений процессов самоорганизации в локальных участках тестовых площадок имеет место в рамках стадии в пределах тех временных интервалов, в которые попали пороговые значения фрактальной размерности и в которых фиксируются снижение скорости приращения энтропии и повышение скорости роста фрактальной размерности. Серия таких локальных процессов самоорганизации не приводит к существенным структурным преобразованиям зоны растяжения. Проявляясь дискретно в разных ее частях, они последовательно надстраивают и усложняют фрактальный разрывной кластер, постепенно создавая структурные предпосылки для его масштабной самоорганизации и коренной перестройки всей системы разрывов с переходом деформационного процесса на новый структурный уровень.

В каком локальном участке и когда произойдет самоорганизация и возникнет диссипативная структура, определить заранее невозможно. Лишь по направленности изменения энтропии

можно как постфактум сделать вывод о месте и масштабах ее проявления за контрольный интервал времени (см. рис. 7). Пространственно-временная динамика центров самоорганизации характеризуется нелинейностью и непредсказуемостью. При этом сам процесс самоорганизации представляет собой в большинстве случаев кратковременное явление и соответствует критическому, переходному состоянию всей системы разрывов в целом или ее подсистем, когда их внутренняя структура уже во многом утратила свойства старой, но пока еще не приобрела свойств новой. Система в этом состоянии проявляет существенно нелинейные свойства с непропорциональным откликом на внешнее воздействие. Она может быть нечувствительна к сильным и наоборот чувствительна к слабым воздействиям [20, 33, 53].

Анализ пространственно-временных вариаций приращений фрактальной размерности ΔD и информационной энтропии ΔS_{inf} не позволяет выявить устойчивой корреляционной связи между этими параметрами, что, вероятно, связано с разными возможными сценариями развития возникающих при самоорганизации диссипативных разрывных структур [33, 26, 53 и др.]. В случае прогрессивного сценария это развитие идет по пути генерализации и надстройки фрактального кластера, что сопровождается повышением характеризующей его фрактальной размерности. В случае же регрессивного сценария имеет место его демонтаж с соответствующим снижением фрактальной размерности. Этим отчасти объясняется рассогласованность во временном поведении ΔD и ΔS_{inf} в пределах тестовых субплощадок (рис. 8).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное экспериментальное исследование показало, что объяснение нелинейных явлений в процессах разломообразования не исчерпывается влиянием структурно-вещественной неоднородности вмещающей зону разлома среды, неравномерности деформационного воздействия и других, традиционно учитываемых внешних факторов. Природа нелинейности этого процесса кроется в термодинамической сути самого объекта исследования и является его внутренним, функциональным свойством. Важная роль в генерации нелинейных эффектов в структурной эволюции зоны разлома, как открытой неравновесной динамической системы, связана с периодическими разномасштабными процессами самоорганизации.

На примере анализа структурной эволюции зоны растяжения в физической модели литосфе-

ры предложен новый подход к диагностике разномасштабных процессов самоорганизации участвующих в ее внутреннем строении систем разрывов. Показано, что нелинейная динамика разломообразования находит отражение в вариациях информационной энтропии и фрактальной размерности. Их анализ позволяет на количественной основе подходить к выделению стадий и этапов в общей временной последовательности структурных преобразований в зоне разлома и к объяснению связанных с ними нелинейных эффектов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, проекты № 03-05-64348.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акоюн С.Ц. Энтропия сейсмической системы и новый сейсмический закон // Докл. РАН. 1995. Т. 340. № 4. С. 531–535.
2. Акоюн С.Ц. Количественное описание сейсмических процессов на основе сейсмической энтропии // Физика Земли. 1998. № 1. С. 11–26.
3. Бабичев А.А. О некоторых принципиальных вопросах использования теории подобия при моделировании трещин и разрывов // Геология и геофизика. 1987. № 4. С. 36–42.
4. Борняков С.А., Гладков А.С., Адамович А.Н., Матросов В.А., Клепиков В.А. Информационная энтропия и фрактальная размерность как критерии самоорганизации систем разрывов в зонах разломов (по результатам физического моделирования) // Докл. РАН. 2003. Т. 391. № 2. С. 250–253.
5. Борняков С.А., Шерман С.И. Стадии развития сдвиговой зоны и их отражение в соотношениях амплитуд смещения с длинами разрывов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 7. С. 712–718.
6. Борняков С.А., Шерман С.И., Гладков А.С. Многоуровневая самоорганизация деструктивного процесса в сдвиговой зоне // Физическая мезомеханика. 2000. Т. 3. № 4. С. 107–115.
7. Борняков С.А., Шерман С.И., Гладков А.С. Структурные уровни деструкции в сдвиговой зоне и их отражение во фрактальных размерностях // Докл. РАН. 2001. Т. 377. № 1. С. 72–75.
8. Бриллюэн Л. Научная неопределенность и информация. М.: Мир, 1966. 271 с.
9. Вентцель Е.С. Теория вероятностей. М.: Наука, 1964. 576 с.
10. Вентцель Е.С., Овчаров Л.А. Теория случайных процессов и ее инженерные приложения. М.: Высшая школа, 2000. 383 с.
11. Вознесенский А.С. Горное давление, энтропия, информация // Физика и механика геоматериалов. М.: Высшая школа, 2002. С. 5–47.
12. Вопросы нелинейной геофизики. М.: ОНТИ ВНИИЯГТ, 1981. С. 5–20.

13. *Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
14. *Зубарев Д.Н., Морозов В.Г., Ренке Г.* Статистическая механика неравновесных процессов. М.: Физматлит, 2002. Т. 1. 431 с.
15. *Иванова В.С., Встовский Г.В.* Мезомеханика устойчивости фрактальных структур твердых тел в нелинейных условиях // Физическая мезомеханика. 1999. Т. 2. № 5. С. 19–25.
16. *Иванюк Г.Ю., Горяинов П.М., Егоров Г.Д.* Введение в нелинейную геологию. Апатиты: Изд-во Кольского ИИЦ РАН, 1996. 185 с.
17. *Климонтович Ю.Л.* Проблемы статистической теории открытых систем // Успехи физических наук. 1989. Т. 158. Вып. 1. С. 59–91.
18. *Костров Б.В.* Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука, 1975. 174 с.
19. *Кузнецов О.Л.* Нелинейная геофизика // Вопросы нелинейной геофизики. М.: ОНТИ ВНИИЯГТ, 1981. С. 5–20.
20. *Курдюмов С.П., Князева Е.Н.* Синергетическое видение мира: режимы с обострением // Самоорганизация и наука. М., 1994. С. 162–186.
21. *Курленя М.В., Опарин В.Н.* Проблемы нелинейной геомеханики. Ч.1 // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. Новосибирск: Институт горного дела, 1999. № 3. С. 12–26.
22. *Леви К.Г.* Неотектонические движения земной коры в сейсмоактивных зонах литосферы. Новосибирск: Наука, 1991. 166 с.
23. *Летников Ф.А.* Синергетика геологических систем. Новосибирск: Наука, 1992. 28 с.
24. *Лобацкая Р.М.* Структурная зональность зон разломов. М: Недра, 1987. 129 с.
25. *Лукк А.А., Дещеревский А.В., Сидорин А.А., Сидорин И.А.* Вариации геофизических полей как проявление детерминированного хаоса во фрактальной среде. М.: ОИФЗ РАН, 1996. 210 с.
26. *Моисеев Н.Н.* Универсальный эволюционизм и коэволюция // Природа. 1989. № 3. С. 3–7.
27. *Мячкин В.Н.* Процессы подготовки землетрясений. М.: Наука, 1978. 231 с.
28. Нелинейная геодинамика. Под ред. Ю.М. Пушаровского. М.: Наука, 1994. 192 с.
29. *Панин Е.В.* Основы физической мезомеханики // Физическая мезомеханика. 1998. Т. 1. № 1. С. 5–22.
30. *Панин В.Е., Егорушкин В.Е., Макаров П.В. и др.* Физическая мезомеханика и компьютерное конструирование материалов. Новосибирск: Наука, 1995. Т. 1. 297 с.
31. Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. 256 с.
32. *Пригожин И.* От существующего к возникающему. М.: УРСС, 2002, 287 с.
33. *Пригожин И., Кондиупуди Д.* Современная термодинамика: от тепловых двигателей до диссипативных структур. М.: Мир, 2002. 461 с.
34. Проблемы нелинейной сейсмологии. М.: Наука, 1987. 288 с.
35. *Пушаровский Ю.М.* Геологическое выражение нелинейных геодинамических процессов // Геотектоника. 1998. № 1. С. 3–14.
36. *Садовский М.А.* О естественной кусковатости горных пород // Докл. АН СССР. 1979. Т. 247. № 4. С. 829–832.
37. *Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф.* Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука, 1987. 101 с.
38. *Садовский М.А., Писаренко В.Ф.* Сейсмический процесс в блоковой среде. М.: Наука, 1991. 97 с.
39. *Семинский К.Ж.* Структурно-механические свойства глинистых паст как модельного материала в тектонических экспериментах. Иркутск: ИЗК СО РАН, 1986. 130 с. Деп. в ВИНИТИ 13.08.86., № 5762-В86.
40. *Семинский К.Ж.* Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал ГЕО, 2003. 243 с.
41. *Хакен Г.* Синергетика. М.: Мир, 1980. 404 с.
42. *Шеменда А.И.* Критерии подобия при механическом моделировании тектонических процессов // Геология и геофизика. 1983. № 10. С. 10–19.
43. *Шерман С.И.* Физические закономерности формирования разломов земной коры. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-е, 1977. 102 с.
44. *Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю.* Области динамического влияния разломов. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-е, 1983. 112 с.
45. *Шерман С.И., Гладков А.С.* Новые данные о фрактальной размерности разломов и сейсмичности в Байкальской рифтовой зоне // Докл. РАН. 1998. Т. 361. С. 685–688.
46. *Шерман С.И., Днепровский Ю.И.* Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск: Наука, 1989. 157 с.
47. *Шерман С.И., Семинский К.Ж., Черемных А.В.* Деструктивные зоны и разломно-блоковые структуры Центральной Азии // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 2. С. 41–53.
48. *Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др.* Разломообразование в литосфере: зоны сдвига. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-е, 1991. 261 с.
49. *Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др.* Разломообразование в литосфере: зоны растяжения. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-е, 1992. 226 с.
50. *Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др.* Разломообразование в литосфере: зоны сжатия. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-е, 1994. 227 с.
51. *Шерман С.И., Черемных А.В., Борняков С.А., Шишкина Л.П.* Моделирование крупных разломов зон растяжения литосферы и количественная характеристика деформаций // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 7. С. 1052–1057.

52. Шерман С.И., Черемных А.В., Борняков С.А., Гладков А.С., Шишкина Л.П. Динамика формирования генеральных разломов в зонах растяжения литосферы (результаты физического моделирования) // Физическая мезомеханика. 2002. Т. 5. № 2. С. 79–86.
53. Шугрин С.М. Космическая организованность биосферы и ионосферы. Новосибирск: Наука, 1999. 496 с.
54. Шеглов А.Д. Нелинейная металлогения // Докл. АН СССР. 1983. Т. 271. № 6. С. 1471–1474.
55. Bonnet E., Bour O., Odling N.E., Davy P., Main I., Cowie P., Berkowitz B. Scaling of fracture systems in geological media // *Reviews of Geophysics*. 2001. Vol. 39. № 3. P. 347–383.
56. Bak P., Tang C., Wiesenfeld K. Self-organized criticality: an explanation of 1/f noise // *Phys. Rev. A*. 1987. Vol. 38. P. 364–374.
57. Mandelbrot B.B. *The fractal geometry nature*. N.Y.: Freeman, 1982. 480 p.

Рецензент: Е.А. Константиновская

Nonlinear Dynamics of Faulting: Physical Modeling Results

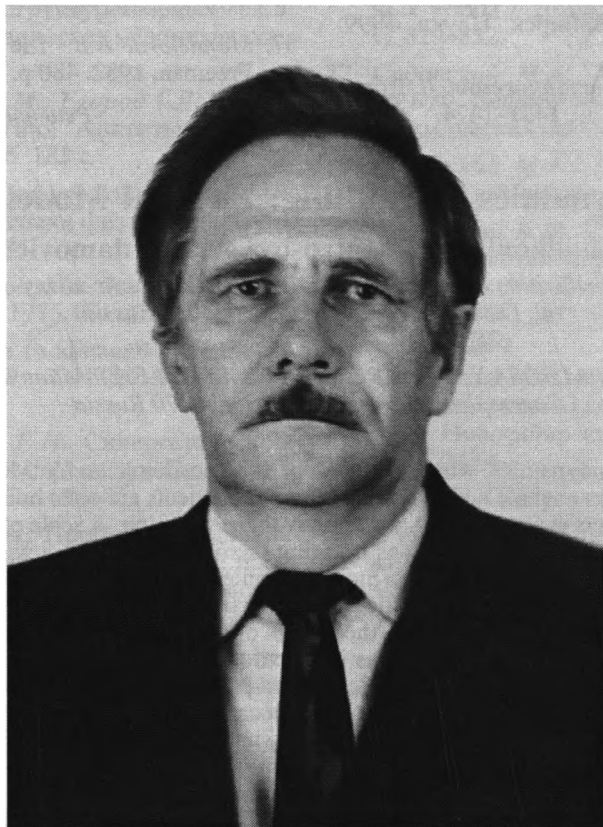
S. A. Borneyakov¹, A. S. Gladkov¹, V. A. Matrosov², A. N. Adamovich¹, and V. A. Klepikov¹

¹*Institute of the Earth's Crust, Siberian Division, Russian Academy of Sciences,
ul. Lermontova 128, Irkutsk, 664033 Russia
e-mail: borneyak@earth.crust.irk.ru*

²*TsNIGRI AK ALROSA Yakutian Research Geological Exploration Enterprise,
Chernyshevskoe sh. 7, Mirnyi, 678170 Russia*

In terms of the nonlinear geodynamics, which is developed by Academician Yu.M. Pushcharovsky since the early 1990s, the lithosphere as a whole and all of its structural elements are open nonequilibrium dynamic systems. Various nonlinear effects systematically accompany their evolution. A scale of these effects is commensurable with the scale of structures and processes bringing them forth. Among a wide spectrum of the lithospheric structural elements, the fault zones are the most convenient to study the physical nature of nonlinear effects. The nonlinear character of structure formation therein is traditionally accounted for dissimilarly directed action of external forces. In this paper, we report the results of the physical modeling that simulates the structural evolution of an extension zone in the viscoelastic–ductile model of lithosphere. The evolutionary dynamics of the extension zone is regarded as a synergetic process proceeding as a consecutive change of structural levels with a set of structural elements and deformational mechanisms typical of each of them. The critical role of transition from one level to another belongs to a special state of the within-fault fracture systems related to their self-organization, spontaneously arising under nonequilibrium conditions. The fracture systems in this state are especially sensitive to the external deformational impact with a nonlinear response to it. In this case, the nonlinearity is an internal functional property of the system rather than a result of variation of outer factors affecting the deformation. A new approach to the identification of nonuniformly scaled self-organization is proposed on the basis of variable information entropy and fractal dimension.

ЮБИЛЕЙ АЛЕКСАНДРА АЛЕКСАНДРОВИЧА МОССАКОВСКОГО



Выдающемуся ученому, заслуженному деятелю науки Российской Федерации, заместителю главного редактора журнала “Геотектоника”, главному научному сотруднику Геологического института РАН, доктору геолого-минералогических наук, профессору Александру Александровичу Моссаковскому – 75 лет.

А.А. Моссаковскому принадлежат научные труды по региональной геологии Алтая, Саяна, Монголии, Кубы и обобщающие работы по нескольким направлениям современной геотектоники. К ним относятся исследования связей тектоники и орогенного магматизма, которые привели к созданию принципиально новой модели образования вулcano-плутонических поясов Земли, рассматриваемых как зоны взаимодействия палеоконтинентов и палеоокеанов. Выявление в пределах Евразии фрагментов палеоокеанических бассейнов, выяснение особенностей их развития и преобразования в складчатые сооружения позволили сформулировать основные положения о Палеоазиатском океане и океане Палеотетис как типовых структурах фанерозоя, выявить главные различия в их строении и геодинамичес-

кой эволюции. При активном участии А.А. Моссаковского была разработана фундаментальная геотектоническая концепция об общей асимметрии Земли, отражением которой является ее Тихоокеанский и Индо-Атлантический сегменты, предложена оригинальная модель глубинного строения этих сегментов, указаны существенные различия в их мантийной геодинамике. Эти работы были удостоены Главной премии Издательства МАИК “Наука/Интерпериодика”.

Александр Александрович внес большой вклад в развитие отечественной тектонической картографии, в создание тектонических карт Северной Евразии (1 : 5 000 000), Монголии (1 : 1 500 000) и Кубы (1 : 500 000). Им опубликовано более 150 научных работ. За выдающийся вклад в изучение фанерозойских складчатых поясов Евразии ему присуждена премия им. Н.С. Шатского (1994). Исключительно большая роль принадлежит юбилею в издании журнала “Геотектоника”.

Желаем дорогому Александру Александровичу крепкого здоровья, благополучия и новых творческих успехов.

Редколлегия

Журналы РАН, выходящие в свет на русском языке

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