

П-1878

1996

№2

ОГЛ

Номер 2

Март - Апрель 1996

ISSN 0016-853X

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ГЕОТЕКТОНИКА

Главный редактор
Ю.М. Пущаровский



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

МАИК "НАУКА"



"НАУКА"

8

Российская академия наук

ГЕОТЕКТОНИКА

№ 2 1996 Март - Апрель

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

Главный редактор
Ю.М. Пуцаровский

Заместитель главного редактора
А.А. Моссаковский

Ответственный секретарь
В.С. Буртман

Редакционная коллегия

**Э. Бонатти (Италия), Ч.Б. Борукаев, А.Л. Книппер,
В.И. Коваленко, Р. Колман (США), Н.В. Короновский,
К. Крук (Гавайи & Австралия), Ю.Г. Леонов, Е.Е. Милановский,
А.С. Перфильев, В.Е. Хаин, А.В. Чекунов (Украина), В.Н. Шолпо, А.Л. Яншин**

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

**A.A. Mossakovsky – Coeditor
V.S. Burtman – Secretary**

Editorial board

**E. Bonatti (Italy), Ch.B. Borukaev, A.V. Chekunov (Ukraine),
R.G. Coleman (USA), K.A.W. Crook (Hawaii & Australia), V.E. Khain,
A.L. Knipper, V.I. Kovalenko, N.V. Koronovsky, Yu.G. Leonov, E.E. Milanovsky,
A.S. Perfilyev, V.N. Sholpo, A.L. Yanshin**

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

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

Зав. редакцией **М.Н. Шуплецова**

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

Адрес редакции: 109017, Москва, Пыжевский пер., 7. Геологический институт РАН
Телефон: 230-81-77; Telex: 411 648 GIN SU; Телетайп: 114092 ТЕТИС

Москва
Международная академическая
издательская компания "Наука"
Издательство "Наука"

© Российская академия наук.
Отделение геологии, геофизики,
геохимии и горных наук.
Геологический институт, 1996 г.

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 2, 1996

ПРОВЕРЕНС20 22

Тектонические напряжения в земной коре П. Н. Кропоткин	3
Геодинамический контроль регионального метаморфизма на Урале В. Н. Пучков	16
Два типа габбро-ультрабазитовых массивов Юго-Восточной Тувы и их структурная позиция С. А. Щербаков	34
Тектоника очаговой зоны Нефтегорского землетрясения 27(28) мая 1995 г. на Сахалине Е. А. Рогожин	45
Строение и деформации земной коры поднятия Афанасия Никитина в Индийском океане (по сейсмическим данным) Л. И. Коган, В. Н. Москаленко, А. И. Пилипенко	54
Палеомагнетизм аллохтонных комплексов Северо-Западной Сирии М. К. Бахтеев, И. Ганнум, Г. З. Гурарий, С. В. Шипунов	66
Эволюция активных континентальных окраин в раннем и среднем мелу Н. И. Филатова	74

Рецензии

К проблеме разломообразования в литосфере (о трех книгах С.И. Шермана и соавторов) А. И. Суворов	90
--	----

Хроника

Два семинара по нелинейной геодинамике Ю. Н. Разницин	93
--	----

Contents

(English-language abstracts are printed at the end of each article)

Number 2, 1996

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

Tectonic Stress Field in the Earth Crust <i>P. N. Kropotkin</i>	3
Geodynamic Control of Regional Metamorphism in the Urals <i>V. N. Puchkov</i>	16
Two Types of Gabbro–Ultramafic Massifs of Southeastern Tuva and Their Structural Setting <i>S. A. Shcherbakov</i>	34
Focal Mechanism of the Neftegorsk, (Sakhalin), Earthquake of May 27(28), 1995 <i>E. A. Rogozhin</i>	45
Structure and Deformations of the Earth's Crust at Afanasy Nikitin Rise, Indian Ocean (from Seismic Data) <i>L. I. Kogan, V. N. Moskalenko, A. I. Pilipenko</i>	54
Paleomagnetism of Allochthonous Complexes in Northwest Syria <i>M. K. Bakhteev, I. Gannum, G. Z. Gurarii, and S. V. Shipunov</i>	66
Early-Middle Cretaceous Evolution of Active Continental Margins <i>N. I. Filatova</i>	74

Book Review

Mechanism of Fault Formation in the Lithosphere: the Theories by S.I. Sherman and co-workers <i>A. I. Suvorov</i>	90
---	----

Chronicle

Two Workshops on Nonlinear Geodynamics <i>Yu. N. Raznitsin</i>	93
---	----

УДК 551.24

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАПРЯЖЕНИЯ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

© 1996 г. **П. Н. Кропоткин**

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 23.11.94 г.

Изложены результаты обобщения мировых данных об ориентировке и величине напряжений в верхних слоях литосферы, полученных по механизмам очагов землетрясений, непосредственным измерениям и другими способами. В земной коре доминирует горизонтальное сжатие, растяжение наблюдается на 5% ее поверхности. Ориентировка наибольшего горизонтального сжатия определяется направлением движения литосферных плит, величина сжатия в зонах активных тектонических деформаций достигает 1 - 6 кбар. Отталкивание от срединно-океанических хребтов и тепловая конвекция недостаточны для возникновения таких напряжений. По-видимому существенную роль играет конвекция, обусловленная гравитационной дифференциацией вещества в литосфере погружающихся плит, в сочетании со знакопеременными изменениями радиуса Земли.

ОРИЕНТИРОВКА НАПРЯЖЕНИЙ И ДВИЖЕНИЯ ПЛИТ

Теория тектоники литосферных плит получила за последние десятилетия углубленную разработку на основе многочисленных геологических и палеомагнитных данных и окончательное подтверждение в результате точнейших геодезических измерений [13, 21, 32]. В 1990 г. опубликована наиболее обоснованная модель современного горизонтального перемещения 12 литосферных плит, названная NUVEL-I [45, 59]. В ней использованы 277 определений величины раздвигания плит, произошедшего в зонах спрединга за последние 3 миллиона лет на срединных океанических хребтах и другие данные. Скорость сближения или удаления плит друг от друга составляет от 1 до 10 см в год.

Эта модель подтвердилась по результатам геодезических измерений, выполненных методами спутниковой геодезии за 10 лет (1978 - 1988 гг.) на 22 станциях, расположенных на разных плитах [41, 72]. С моделью NUVEL-I вполне согласуются и геодезические измерения, выполненные методом интерферометрии на сверхдлинной базе. Коэффициент корреляции по направлению и скорости взаимных перемещений плит между модельными подсчетами и геодезическими определениями составляет 0.90 - 0.98 [48, 51]. Направления движения плит указаны стрелками на рис. 1.

Реконструкции, основанные на совмещении контуров разновозрастных магнитных аномалий в океанах и на палеомагнитных и геологических данных позволили детально проследить последовательные стадии распада палеозойского суперконтинента Пангеи и взаимного перемещения его частей на протяжении 180 миллионов лет [67, 68, 79]. Выяснилось, что модель, учитывающая движение

крупных плит, как жестких монолитных блоков континентальной и океанической литосферы, представляет собою, все же, лишь первое приближение к пониманию их динамики. Для полноты картины необходимо учитывать более медленные (0.1 - 1 см/г) взаимные перемещения и повороты микроплит и мелких блоков, входящих в состав крупных плит [11, 85]. Такие перемещения микроплит необходимо учитывать в особенности при изучении тектонических процессов, происходящих внутри континентов, например, в центральной Азии [61] и в пределах подвижных поясов, например, в Средиземноморском поясе [80].

Новым подтверждением теории тектоники плит явились результаты обобщения мировых данных о напряжениях в земной коре. Недавно закончены исследования, проводившиеся с 1985 г. по международному проекту "Составление мировой карты напряжений", в которых принимал участие автор статьи. Предварительные результаты опубликованы М.Л. Зобак и другими участниками работы в 1989 г. [84], окончательные в 1991 - 1992 гг. [77, 78]. Они согласуются с выводами, сделанными по работам, опубликованным до 1985 г. [19]. Кроме этих данных использованы не учтенные в опубликованных итоговых материалах работы А.Л. Алейникова [1], О.И. Гуценко [9], В.Н. Крестникова [14], П.Н. Николаева [27], С.И. Шермана [34], С.Л. Юнги [4, 35].

В итоге работы по международному проекту обобщены данные по 7300 точкам, полученные путем анализа механизмов очагов землетрясений (54% данных), изменений формы поперечного сечения нефтяных скважин, связанных с деформацией под действием горизонтального сжатия (вывалы - breakouts, 28% данных), по непосредственным измерениям напряженного состояния массивов горных пород, произведенным в рудниках и

скважинах методами разгрузки и гидроразрыва (8%) и по геологическим данным (смещения по сдвигам, ориентация даек). Абсолютная величина напряжений определялась только при измерениях *in situ*, сделанных на небольшой глубине (до 3 км), но ряд оценок получен при модельных расчетах на основании различных данных. Механизмы землетрясений и вывалы в скважинах дают представление только об ориентировке напряжений, но зато освещают напряженное состояние земной коры и верхних слоев мантии на большей глубине – до 30 км и 5 км, соответственно.

Рассмотрим сначала закономерности, выявившиеся при обобщении данных об ориентации напряжений и о трех типах напряженного состояния, генерирующего сбросы, сдвиги и надвиги в очагах землетрясений. Затем приведем оценки величины тектонических напряжений, полученные различными методами и, в заключение, остановимся на вопросе о механизме возникновения напряжений в связи с взаимным перемещением литосферных плит.

По определениям напряженного состояния горных пород в консолидированном фундаменте и в осадочном чехле (на глубине более 1 - 2 км) почти всегда обнаруживаются, помимо всестороннего сжатия, которое соответствует литостатическому давлению, небольшие или значительные девиаторные напряжения. Они имеют тектоническое происхождение и по своей ориентировке обычно согласуются с той ориентацией осей тензора напряжений, которая обнаруживается в том же регионе на большей глубине из анализа механизмов землетрясений. Таким образом, оперируя с осредненными данными, от которых в конкретных очагах землетрясений ориентировка осей тензора напряжений может отклоняться на 15° и больше, можно говорить о напряженном состоянии во всей толще земной коры на континентах, а на дне океана – в коре и самых верхних слоях мантии. В некоторых районах, например на Памире, Гиндукуше и в юго-восточных Карпатах (горы Вранча), почти такая же ориентировка напряжений, как в земной коре, наблюдается и в очагах землетрясений на глубине 100 - 200 км [35].

Ось наибольшего сжатия S_1 обычно занимает положение, близкое к горизонтальному, а ось наименьшего сжатия S_3 – близкое к вертикали, реже – к горизонтальному положению (в зонах сдвига). Поэтому для характеристики напряженного состояния земной коры можно использовать два взаимно перпендикулярные горизонтальные напряжения – наибольшее S_H и наименьшее S_h , и вертикальное напряжение S_V , обычно близкое по своему значению к литостатическому давлению или превышающее его. Следуя Э. Андерсону и М.Л. Зобак [78, 84], можно определить три тектонических режима. Они соответствуют образо-

ванию дислокаций трех типов: 1 – режим растяжения, приводящий к образованию сбросов, $S_V > S_H > S_h$; 2 – режим, приводящий к возникновению сдвигов в горизонтальном направлении, $S_H > S_V > S_h$; 3 – режим сжатия, способствующий образованию взбросов и надвигов, $S_H > S_h > S_V$.

Обобщенная глобальная схема ориентировки наибольших горизонтальных сжимающих напряжений S_H , действующих в областях сжатия или сдвига (второй и третий режимы) и горизонтальных напряжений S_h , действующих в зонах растяжения земной коры, показана на рис. 1. Судя по имеющимся данным, около 95% поверхности земной коры находятся в состоянии горизонтального сжатия, вызывающего в некоторых зонах образование сдвигов, и не более 5% – в состоянии растяжения (рифты, грабены, некоторые впадины и поднятия).

В отношении выдержанности ориентировки напряжений на больших пространствах характерно различие между платформами (докембрийскими и эпипалеозойскими), с одной стороны, и областями мезозойской и кайнозойской (альпийской) складчатости – с другой. На платформах в пределах обширных регионов доминирует однородное преобладающее направление сжатия. Это особенно хорошо видно на Северо-Американской платформе, где почти повсеместно наблюдается сжатие в направлении ЮЗ-СВ или ЗЮЗ-ВСВ. В пределах эпипалеозойских платформенных областей Западной Европы доминирует северо-западная (ЮВ-СЗ) ориентировка сжатия, которая сохраняется в Рейнском грабене и вблизи него. Северо-западная ориентировка, однородная по данным о землетрясениях Южной Швеции, наблюдается и на Восточно-Европейской платформе. Западно-северо-западная (азимут 284°) ориентировка сжатия определена по многочисленным измерениям в рудниках Хибинского и Ловозерского массивов [31]. То же характерно для Среднего и Южного Урала [1, 26]. Здесь она варьирует от юго-западной (азимут 240°) до северо-западной (азимут 320°), но в среднем имеет азимут 280° , приблизительно перпендикулярный к Уральскому хребту. Возможно, северо-западная ориентировка S_H доминирует и на территории Сибири вплоть до р. Енисей. Здесь в рудниках Таштагол, Шерегеш и Абакан (53° с.ш., $88^\circ - 90^\circ$ в.д.) определено интенсивное сжатие, ориентированное по азимуту $320 - 325^\circ$.

На Южно-Американской и Африканской платформах, за исключением зоны рифтов Восточной Африки, преобладает сжатие в широтном направлении. На Индийской платформе ориентировка сжатия СВ и ССВ, приблизительно перпендикулярная к Гималайскому хребту. Во многих случаях: юг Северо-Американской платформы, Западная Европа, Центральная и Южная Африка,

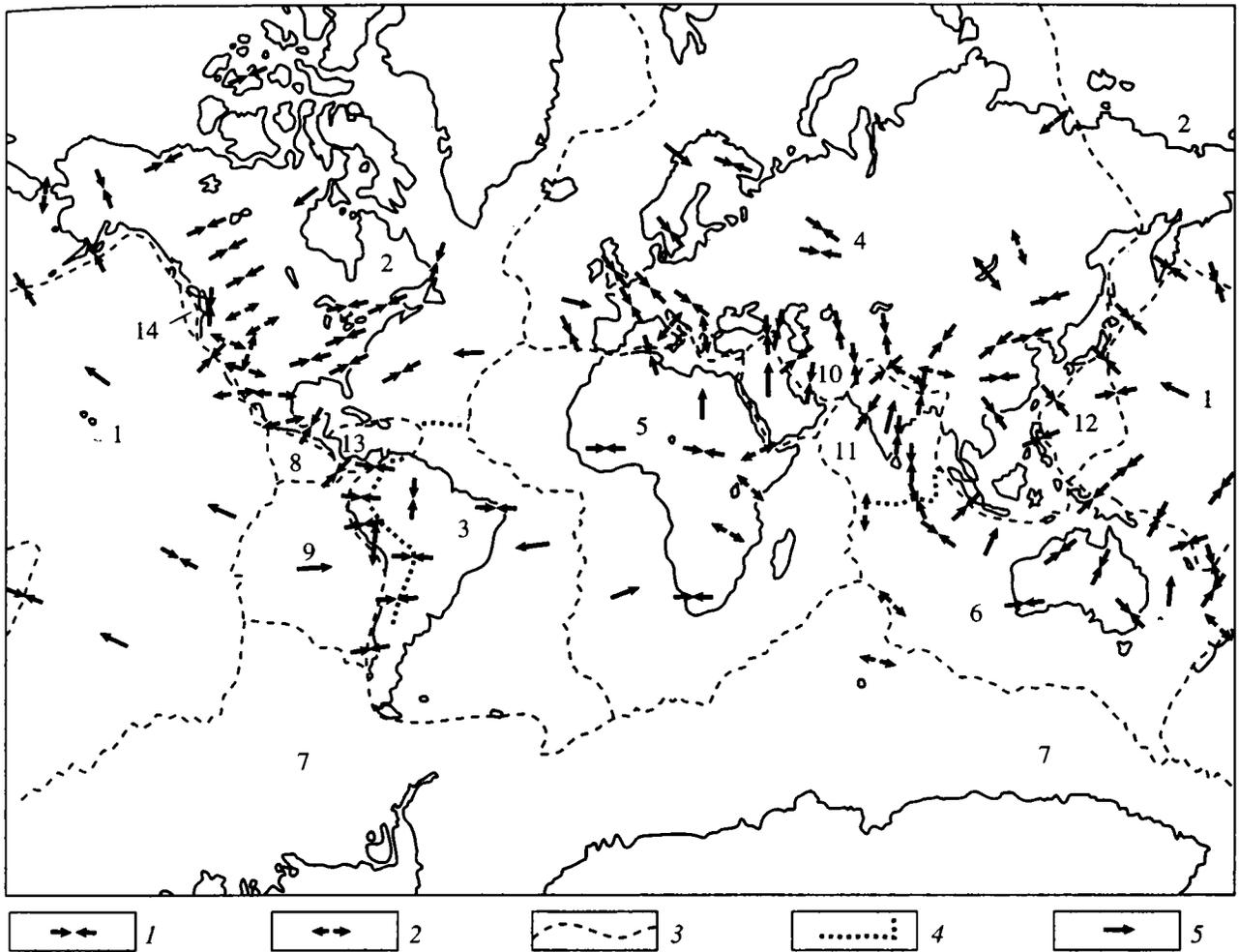


Рис. 1. Ориентировка тектонических напряжений в земной коре континентов и в верхних слоях литосферы океанов (по М.Л. Зобак [78] с дополнениями).

1 – ориентировки наибольшего горизонтального сжатия S_H в областях, где $S_H > S_h > S_v$ или $S_H > S_v > S_h$; 2 – ориентировки горизонтальной оси наименьшего сжатия в областях растяжения земной коры, где $S_v > S_H > S_h$; 3 – границы литосферных плит; 4 – структурное продолжение субдукционной границы плит из района Антильских островов в зону поддвига Южно-Американской платформы под Анды, диффузные границы плит в средней части Атлантического океана и в северной части Индийского океана, принятые в модели NUVEL-1 [45, 59]; диффузные границы плит охватывают полосы океанической литосферы шириной 300 - 600 км с обеих сторон указанных пунктирных линий; 5 – направления движения литосферных плит.

Цифрами на схеме показаны литосферные плиты: 1 – Тихоокеанская, 2 – Северо-Американская, 3 – Южно-Американская, 4 – Евразийская, 5 – Африканская, 6 – Австралийская, 7 – Антарктическая, 8 – Кокос, 9 – Наска, 10 – Аравийская, 11 – Индийская, 12 – Филиппинская, 13 – Карибская, 14 – Хуан-де-Фука.

Китайская платформа, соотношение максимального и минимального горизонтальных напряжений характерно для возникновения сдвигов (второй тип тектонического режима).

В областях альпийской складчатости и активизированных древних хребтах, испытавших поднятие в кайнозое, ориентация сжатий более изменчива, будучи в основном перпендикулярна к простиранию складок и хребтов. Так, например, в Западных Альпах, где складчатая система образует дугообразный изгиб, направления сжатия S_H расходятся веерообразно, будучи ориентированы на СЗ и ЮЗ. В юго-восточных Карпатах оно ори-

ентировано в направлении ЮВ-СЗ, перпендикулярно к простиранию складчатого хребта [5]. Меридиональная ориентировка осей наибольшего сжатия, характерная для Гиндукуша, Памира и Алтайского хребта, западнее изменяется на 45° и становится северо-западной на юго-западном продолжении Гиссарского хребта и в Афгано-Таджикской депрессии. При этом она остается приблизительно перпендикулярной к простиранию складок и молодых хребтов [14, 35]. На территории Китая по данным о механизмах очагов землетрясений наблюдаются веерообразно расходящиеся от плато Тибета ориентировки наибольшего

сжатия. Сжатие ориентировано меридионально в Тянь-Шане, в направлении ЮЗ-СВ в горах Наньшань, а затем опять меридионально у восточного окончания Гималаев, оставаясь перпендикулярным к восточной границе плато Тибета [78]. Под плато, вероятно, располагается жесткий массив.

В пределах Кавказа доминирует сжатие в ССВ направлении, в Гималаях – СВ направления. В осадочных отложениях краевого прогиба на западе Северо-Американской платформы наблюдается сжатие, перпендикулярное к простиранию Скалистых гор [19]. В зонах субдукции и вблизи них сжатие ориентировано приблизительно перпендикулярно к простиранию островных дуг и таких складчатых систем, как Анды [5, 10]. Исключение составляет Алеутская дуга, в западной половине которой северо-западная ориентировка осей сжатия образует угол до 45° с простираниями глубоководного желоба и цепи островов. В очагах землетрясений, расположенных под вулканическими поясами, выше находящейся на глубине 100 - 200 км поверхности субдуцированных плит часто наблюдается растяжение [37].

Области растяжения в земной коре, где в очагах землетрясений доминирует тектонический режим, способствующий образованию сбросовых дислокаций, встречаются как на платформах, так и в складчатых областях. На платформах хорошо изучены системы рифтов Восточной Африки [24, 83] и Байкальской зоны [34, 85]. Оси S_h (растяжение) ориентированы в них приблизительно перпендикулярно к простиранию рифтов, а S_H – параллельно ему. Расширение рифтов связано с расклинивающим эффектом при выдавливании вверх из мантии более пластичного астеносферного материала. Наличие выступа астеносферы под Байкальским рифтом недавно подтверждено сейсмической томографией мантии в этой зоне [85].

На продолжении зоны спрединга Восточно-Тихоокеанского поднятия, проникающей в Калифорнийский залив, и далее в провинции Бассейнов и Хребтов и в рифте Рио-Гранде, восточнее плато Колорадо, то есть в пределах пояса позднемезозойской-раннекайнозойской складчатости и активизированной в это время части Северо-Американской платформы, доминирует растяжение с ЗСЗ – ориентировкой. Оно сопровождалось образованием многочисленных рифтов ССВ простирания [24, 38]. В рифте Рио-Гранде растяжение коры связано с поднятием магмы и астеносферного материала из мантии.

Область растяжения земной коры, ориентированного в меридиональном направлении, охватывает северную половину Эгейского моря и ближайшую к ней часть Греции и Западной Анатолии. Здесь образовались многочисленные рифты различной ориентировки. Это растяжение захва-

тывает и более глубокую южную часть Эгейского моря, где известна положительная аномалия силы тяжести, достигающая $+100$ мГал в изостатической редукции. По-видимому здесь происходит подъем астеносферного диапира, связанный с образованием задугового бассейна на тыловой, северной стороне фронта Элленид, проходящего через остров Крит. Это приводит к поднятию коры выше уровня, соответствующего изостатическому равновесию. С юга под эту зону, погружаясь в Эллинский желоб, продвинулся в процессе субдукции до глубины 200 - 600 км край Африканской плиты [25].

Области растяжения, связанные с высоко поднятыми плато: Альтиплано в системе Анд (между 13° и 18° ю.ш.) и Тибета в его примыкающей к Гималаям южной части, установлены по механизмам происходящих здесь землетрясений. Ось наибольшего горизонтального сжатия S_H ориентирована в обоих случаях приблизительно перпендикулярно к простиранию складчатых хребтов, а ось S_h ориентирована близко к их простиранию. Такие же соотношения наблюдаются на западном Памире. Здесь по мере удаления на северо-восток от Гиндукуша, как показал С.Л. Юнга, ось наибольшего сжатия S_1 в тензоре напряжений, сохраняя почти меридиональную ориентировку, переходит из близгоризонтального положения в наклонное, образуя угол $40^\circ - 50^\circ$ с вертикалью [35]. В результате величина вертикальной составляющей общего сжатия S_V оказывается более значительной, чем горизонтальные напряжения S_H и S_h , то есть создается обстановка преобладания близгоризонтального и близширотного растяжений над сжатием. Это соответствует первому типу режимов напряженного состояния.

Растяжение возникает в узких зонах по краям микролит при их повороте по отношению к соседним плитам. Так, например, образование рифтовой зоны озера Байкал связано с поворотом Амурской плиты против часовой стрелки по отношению к Сибирской платформе, составляющей часть Евразийской литосферной плиты [11]. Это вращение происходит со скоростью 0.034° за млн. лет. Так же образуется рифт Рио-Гранде в связи с поворотом блока плато Колорадо по отношению к Северо-Американской платформе [85]. Вращение части Индийской плиты по отношению к Австралийской литосферной плите приводит к растяжению в зоне островов Чагос и Лаккадивских и к сильному сжатию на противоположном краю плиты [49, 75]. С поворотом против часовой стрелки той микроплиты, которая составляет северную часть Италии, связано растяжение в зоне Апеннин, ориентированное перпендикулярно к простиранию этого хребта [80].

Современный процесс растяжения у оси срединно-океанических хребтов происходит в очень

узких зонах, ширина которых составляет несколько километров [55]. В них отмечаются инъекции магмы, иногда наличие интрузивных камер на небольшой глубине [56]. В океанической коре с возрастом моложе 20 млн. лет, судя по механизмам очагов землетрясений, наблюдается как растяжение, так и сжатие. Кора с возрастом более 20 - 35 млн. лет находится в состоянии горизонтального сжатия [40, 64, 81]. Сейсмичность в средних океанических хребтах часто связана с подвижками на трансформных разломах [13].

В Исландии, где зона Срединно-Атлантического хребта выходит на сушу, растяжение обнаружено по непосредственным измерениям только в узкой зоне центрального грабена. Сейсмическая активность, указывающая на растяжение, сосредоточена здесь в зоне шириною в 2.5 км. Как к западу, так и к востоку от центрального грабена натурные измерения в прибрежных районах показывают субгоризонтальное сжатие, местами довольно значительное ($S_H + S_h = 200$ бар, [52, 65]).

Крупные сдвиги, например правосторонний Северо-Анатолийский сдвиг широтного простиранья, сдвиг Сан-Андреас в Калифорнии на границе Северо-Американской и Тихоокеанской плит, правосторонний сдвиг на о. Суматра, параллельный южному берегу острова, левосторонний Филиппинский сдвиг, протянувшийся на 1200 км и правосторонний Альпийский сдвиг на Южном острове Новой Зеландии рассмотрены С. Ван Монтом, И. Суппе и др. [78]. Сдвиги образуют угол от 45° до 90° с господствующим в этих районах направлением горизонтального сжатия и характеризуются деформационным режимом второго или третьего типа.

В целом ориентировка сжимающих горизонтальных напряжений как на платформах, так и в складчатых поясах альпийского цикла обнаруживает соответствие с направлением движения литосферных плит, в особенности у конвергентных границ сталкивающихся плит. Направления движения плит, определенные Дж. Минстером и Т. Джорданом по эйлеровым полюсам их вращения на сфере [60], показаны на глобальных схемах в статьях М. Зобак и др. [78, 84] и на рис. 1. Они мало отличаются от направлений движения, определенных в новейшей модели кинематики литосферных плит [45].

Так, например, движению Северо-Американской плиты на запад-юго-запад по мере удаления от Срединно-Атлантического хребта соответствует доминирующее на платформе и в Скалистых горах горизонтальное сжатие в направлении ЮЗ-СВ или ЗЮЗ-ВСВ. Перемещению Индийской плиты по отношению к Евразийской плите со скоростью 4.7 см/год в север-северо-восточном направлении соответствует сжатие такого же направления. Оно формирует складки не только в

Гималаях и Куньлуне, но и в океанической литосфере в виде пологих ундуляций фундамента в северной части Индийского океана [57, 61, 75].

ВЕЛИЧИНА ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ

Переходя к оценкам величины тектонических напряжений следует подчеркнуть, что количественные оценки величины этих напряжений сделаны давно, исходя из общих условий формирования высоких складчатых хребтов под действием горизонтального сжатия и определений прочности горных пород [19, 66, 74]. Был сделан вывод, что в неглубоких слоях коры под Гималаями и Альпами девиаторные напряжения достигали 1000 - 1300 бар. Разрывы при сдвигах, взбросах и надвигах показывают, что скальвающие напряжения τ превышают прочность наиболее крепких пород, то есть достигают 800 - 1000 бар. Так как максимальные скальвающие напряжения равны полуразности наибольшего S_1 и наименьшего S_3 напряжений на двух взаимно-перпендикулярных осях тензора, т.е. $\tau_{\max} = (S_1 - S_3)/2$, то наибольшее сжатие $S_1 = 2\tau_{\max} + S_3$ должно быть порядка 2000 бар при крупных сдвигах, пересекающих массивы прочных пород.

Измерения напряжений *in situ* в массивах горных пород при большом разбросе данных показывают тенденцию к увеличению горизонтального сжатия $(S_H + S_h)/2$ с глубиной H более значительному, чем рост литостатического давления $p = \gamma H$, где $\gamma = g\rho$, g - ускорение силы тяжести, ρ - плотность вышележащих пород [26]. Результаты измерений показаны графически на рис. 3 в нашей статье 1987 года [19] и в статье А. Мак Гарра [58]. В осадочных отложениях до глубины 1 - 2 км сумма горизонтальных сжимающих напряжений $S_H + S_h$ обычно мало отличается от удвоенного литостатического давления, но в фундаменте складчатых областей и докембрийских платформ (на Балтийском, Канадском щитах) оказывается значительно более высокой. По эмпирической формуле Н.Хаста [52] горизонтальное сжатие составляет $S_H + S_h = 187 + 0.97 H$ бар, если глубина H выражена в метрах. Основываясь главным образом на данных по Северной Америке, А. Мак Гарр нашел, что в среднем $S_H + S_h = 76 + 0.54 H$ бар. По измерениям, сделанным в Фенноскандии по методу гидроразрыва на глубинах до 1000 м, $S_H = 28 + 0.4 H$ бар, $S_h = 22 + 0.24 H$ бар, сумма $S_H + S_h = 50 + 0.64 H$ бар, тогда как удвоенное литостатическое давление составляет $2p = 0.53 H$ бар [76].

Таким образом суммарное сжатие по двум перпендикулярным друг к другу горизонтальным направлениям уже у поверхности составляет более 50 бар. Нередко гораздо более высокие напряжения обнаруживаются на небольшой глубине. Так, например, в Хибинском щелочном массиве

(Кольский полуостров) на глубине 100 - 600 м зафиксировано сжатие по направлению ЗСЗ-ВЮВ, составляющее 560 - 765 бар [31]. На Урале в рудниках между Челябинском и Екатеринбургом на глубине от 100 до 700 м отмечено сжатие в субширотном направлении, равное 328 - 480 бар при небольших сжимающих или даже растягивающих близмеридиональных напряжениях [1]. В нижних слоях осадочного чехла Северо-Американской платформы в 10 каменоломнях штата Нью-Йорк (США) и в нескольких каменоломнях штатов Онтарио и Квебек (Канада) известняки и песчаники нижнего палеозоя, залегающие горизонтально, при снятии нагрузки изгибаются в пологие складки. Изучение этих деформаций позволило определить здесь сжатие, равное 300 бар, в северо-восточном направлении и 100 бар – в северо-западном направлении. Таким образом сумма напряжений $S_H + S_h$ составляет здесь у поверхности 400 бар [36]. В руднике на месторождении Вава (штат Онтарио) на глубине 350 м величина $S_H = 600$ бар, $S_h = 400$ бар, а сумма горизонтальных сжимающих напряжений достигает приблизительно 1000 бар [62]. В Западной Австралии на глубине 3 - 10 м обнаружено сжатие в ВСВ направлении, достигающее 230 бар [46].

А.МакГарр рассматривает изменение с глубиной максимального скалывающего напряжения $\tau = (S_1 - S_3)/2$. По данным измерений, сделанных на глубинах до 5 км, величина τ возрастает в твердых породах в среднем на 66 бар с каждым километром и составляет уже у поверхности 50 бар, а на глубине 3 км – около 250 бар. Он отмечает, что по подсчетам Ч.Шольца и др. скалывающие напряжения на глубине 8 км на Альпийском сдвиговом разломе должны составлять не менее 1000 - 1500 бар [58].

Для оценки напряжений, действующих в очагах землетрясений, используется так называемый закон Байерли, согласно которому разность главных напряжений $(S_1 - S_3)$ определяется с учетом коэффициента трения на тех разломах, по которым происходят смещения, и порового давления при наличии водных или других флюидов в порах породы. М.Л. Зобак оценивает величину $S_1 - S_3$ при гидростатическом поровом давлении в континентальной коре на глубине 4.5 - 8 км как 1000 - 1440 бар [78]. Р. Говерс, М. Вортель и др. определили величину $S_1 - S_3$ в очагах землетрясений, происходивших на глубине 13 - 29 км от поверхности земной коры в северной части Индийского океана, как 2000 - 3000 бар [70, 78].

Ориентировочную оценку девиаторных напряжений, действующих в литосфере, можно получить из определений падения напряжений, происходящего при землетрясении в его очаге. Считается, что при землетрясении снимается 1 - 50% существовавшего в очаге напряжения [2]. При землетрясении 1986 г. в горах Вранча (юго-вос-

точные Карпаты) сброс напряжений составил около 1100 бар, при землетрясении во Фриули (Италия) в 1976 г. – около 800 бар, в Черногории в 1979 г. – 900 бар [43, 63]. Полагая, что при этих толчках было снято 33 - 50% первоначальной величины скалывающих напряжений, можно оценить τ как 1600 - 3300 бар. Величина наибольшего сжимающего напряжения, как мы видели, должна быть вдвое больше.

Оценки напряжений, необходимых для почти горизонтального перемещения крупных тектонических покровов (надвигов), были выполнены Р. Зондером [74]. При поверхности скольжения, имеющей ширину 100 км в направлении смещения, и при коэффициенте трения скольжения $k = 0.15$ он определил минимальную величину тангенциального напряжения как 3000 бар.

Определения величины горизонтальных сжимающих напряжений, действующих в меридиональном и северо-западном направлениях в литосфере Индийского океана юго-восточнее о. Цейлон (80 - 100° в.д., 18° ю.ш. - 4° с.ш.) были сделаны на основании анализа ундуляций поверхности геоида. По альтиметрическим измерениям со спутников здесь выявлены две системы чередующихся гравитационных максимумов и минимумов широтного и северо-восточного простираний. Эти аномалии указывают на наличие пологих изгибов (складок) литосферы с длиной волны от 130 до 250 км. Коробление литосферы подтверждается результатами сейсмоакустического зондирования, которые указывают на ундуляции поверхности фундамента и тектонические нарушения в осадочных слоях.

Для возникновения таких деформаций литосферы в упругой модели необходимы горизонтальные сжимающие напряжения, равные 50 кбар, а в упруго-пластичной модели, которая принята Д. МакАду и Д. Сандвеллом – 6000 бар [57]. Сжимающие напряжения в несколько килобар определены по этим же ундуляциям геоида в работах М. Зубер, А. Штейна и др. [75, 86].

Величину горизонтального сжатия, действующего перпендикулярно к простираниям островных дуг и глубоководных желобов, можно определить по амплитуде характерных для таких зон изостатических аномалий или гравитационных аномалий в свободном воздухе. Блок, надвинутый на зону субдукции, поднят выше того положения, которое соответствует изостатическому равновесию. Поэтому он характеризуется положительной аномалией. Опущенный блок, погружающийся в зону субдукции, характеризуется, как правило, интенсивной отрицательной аномалией. Зная угол наклона ϕ поверхности надвига, то есть наклон сейсмофокальной зоны, и произведя разложение сил по правилу параллелограмма, можно определить величину горизонтальных сжимающих

напряжений. При разности изостатических аномалий 100 - 400 мГал и $\varphi = 45^\circ$ они составляют 500 - 1500 бар сверх величины геостатического давления. С учетом сопротивления, вызванного трением, это сжатие должно быть еще больше [20]. Л.И. Лобковский и О.Г. Сорохтин, рассматривая подобную модель, учитывали, кроме угла φ , трение на поверхности соприкосновения взаимодействующих плит и угол внутреннего трения материала литосферы. При $\varphi = 40^\circ$ и разности аномалий силы тяжести (в свободном воздухе) $\Delta g = 200$ мГал величина скальвающего напряжения τ , пропорциональная $\text{tg } \varphi$, определена ими как $\tau = 1000$ бар [29].

Аналогичную оценку можно получить, определив нарушения изобарии на поверхности, расположенной под островной дугой и желобом на глубине 40 км. Расчеты, основанные на определении мощности и плотности слоев земной коры и верхних слоев мантии по сейсмологическим данным показывают, что под дугами или хребтами в таких переходных зонах вокруг Тихого океана геостатическое давление составляет в среднем 12.9 кбар, а под смежными с ними желобами 11.0 кбар [12]. Разность давлений, равная 1000 - 3000 бар при угле наклона сейсмофокальной зоны $\varphi = 45^\circ$ соответствует горизонтальному сжатию того же порядка в направлении, перпендикулярном к желобу [19].

Горизонтальное сжатие в зонах Курильского и Японского желобов оценивается по сейсмологическим и геологическим данным как $S_H = 2 - 4$ кбар [10]. Оно проявляется также в поднятии краевых валов, которые протягиваются в океане параллельно глубоководным желобам и характеризуются положительными аномалиями силы тяжести в изостатической редукции. Как показал Л.И. Лобковский, эти валы связаны с упругим изгибом океанских плит перед зонами поддвига [22].

Ф. Ингланд и П. Молнар, рассматривая данные о температуре коры и тепловом потоке вблизи крупных надвигов, пришли к выводу, что на глубине скальвающие напряжения в этих зонах могут быть больше 500 - 1000 бар. В зонах сдвига скальвающие напряжения в нижней части литосферы могут достигать такой же величины [77].

Таким образом непосредственные измерения и разнообразные геофизические данные показывают, что в земной коре и в более глубоких слоях литосферы действуют, помимо геостатического давления, большие горизонтальные сжимающие напряжения. На глубине более 1 - 5 км они достигают 1 - 3 кбар, местами до 6 кбар. Концентрация сжимающих напряжений может происходить там, где толщина упругого слоя литосферы становится меньше [42]. М.В. Гзовский еще в 1970 г. принимал для зоны альпийской складчатости величину наибольших касательных (скальвающих) напряжений в земной коре, равную 1000 ± 500 кгс/см². Это соответствует значению наибольшего сжатия $S_H = 1 - 3$ кбар или более высокому [8].

МЕХАНИЗМЫ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ

В качестве механизмов, приводящих к перемещению литосферных плит, обычно указывают конвекцию в мантии Земли, отталкивание от срединно-океанических хребтов (ridge push) и тягу со стороны плит, имеющих охлажденную океаническую литосферу повышенной плотности и погружающихся в зоны субдукции под действием собственного веса (slab pull) [13, 30, 42, 47, 73, 78]. Оценки величины напряжений, возникающих в таких моделях, обычно не превышают 200 - 300 бар. В исключительных случаях при локальной концентрации напряжений они могут достигать 1300 бар [42]. Таким образом, как правило, рассчитанные напряжения значительно ниже наблюдаемой величины напряжений [2, 53].

О существовании какого-то типа конвекции в мантии Земли говорит основная закономерность в перемещении литосферных плит, включающих древние ядра материков - кратоны с их жесткими корнями, которые прослежены по особенностям сейсмических волн до глубины 400 км [19, 82]. Эта закономерность проявлялась на протяжении 180 млн. лет в течение мезозоя и кайнозоя [67, 68, 79]. Она состоит в том, что в это время на земном шаре существовали три области "мегаспрединга", расползания ансамблей литосферных плит. Это области:

1 - Гондванская, распавшаяся на 8 крупных блоков, включающих Южную Америку, Африку, Аравию, Мадагаскар, Индию, Австралию, Антарктиду и Новую Зеландию. Они удалялись друг от друга таким образом, что общая площадь Гондванской области, включая образовавшиеся океаны, увеличилась за это время в 4 раза.

2 - Лавразийская (Северо-Американская и Евразийская литосферные плиты, Гренландия), площадь которой возросла почти в два раза.

3 - Тихоокеанская, включающая литосферные плиты Тихоокеанскую, Наска, Кокос и Хуан-де-Фука. Эта маленькая плита у берегов Калифорнии и Орегона представляет собой остаток погружившейся обширной плиты Фараллон. Несмотря на то, что в этой области плиты перемещались из ее центральной части к краям ансамбля, площадь Тихоокеанской области расползания заметно сократилась вследствие субдукции океанической литосферы у ее краев.

Там, где окраины областей мегаспрединга сложены кратонами, имеющими жесткие корни, продвижение плит при таком расползании было более значительным (Южная Америка, Индийская платформа, Австралия), чем на окраинах океанического типа. Северо-Американская платформа продвинулась настолько далеко, что почти полностью перекрыла океаническую плиту Фараллон и даже надвинулась своим передним

краем на зону спрединга Тихого океана – Восточно-Тихоокеанское поднятие. Эта зона спрединга продолжается в Калифорнийском заливе [13, 50].

Сокращение площади земной коры, компенсирующее вышеописанный мегаспрединг, происходило, кроме окраин Тихоокеанской области, в Средиземноморско-Гималайско-Индонезийском подвижном поясе и привело к закрытию существовавшего здесь древнего океана Тетис. Он имел ширину до 4500 км. В подвижных поясах происходила складчатость, активно проявлялся магматизм и происходило погружение масс, связанное с субдукцией. Здесь, по-видимому, находились зоны стока в конвективных ячейках, компенсирующего подъем вещества мантии в областях расплывания.

Обычно конвекция в мантии рассматривается в двух аспектах. Во-первых, как тепловая конвекция, то есть подъем наиболее нагретых масс мантийного вещества в зонах срединно-океанических хребтов и в “горячих точках” (плюмы, мантийные диапиры), затем его охлаждение и увеличение плотности океанической литосферы, с погружением уплотненной литосферы в зонах субдукции. Подсчеты показывают, что этот механизм мало эффективен и не может создать в литосфере сжатие более 50 бар [2, 19].

Во-вторых, как подчеркивал Э. Краус еще в 1959 г. [15], конвекционные течения могут быть связаны с гравитационной дифференциацией, при которой магматические расплавы основного (базальты), среднего (андезиты) и кислого состава, более легкие чем вещество мантии в целом, удаляются из нее вверх и формируют земную кору континентов в островных дугах и складчатых областях. Вещество мантии, лишенное этих дериватов, приобретает ультраосновной состав более высокой плотности, приближающийся к составу дунита, и должно погружаться вниз. Такой процесс дифференциации приводит, в частности, к образованию вулканических поясов, протягивающихся там, где сейсмофокальные зоны субдукции достигают глубины 100 - 200 км [21]. Только таким повышением основности и плотности вещества плиты в зоне субдукции можно объяснить установленный по данным сейсмической томографии факт, что некоторые литосферные плиты (Японская, Идзу-Бонин и другие) погружаются ниже 650-км поверхности раздела до глубины 1000 км и больше. В частности литосферная плита вблизи Марианских островов прослежена до глубины 1350 км.

Известно, что в зонах субдукции за год на земном шаре происходит погружение океанических плит на суммарной площади $S = 3 \text{ км}^2$. Они продвигаются в зоны субдукции со скоростью, в среднем, около 5 см в год [79]. Толщина охлажденных литосферных плит около 100 км, но мы должны

учитывать и уже погруженную часть плиты, одновременно опускающуюся на более глубокий уровень, то есть рассматривать тело, которое по вертикали достигает размера $L = 700 \text{ км}$. Его объем, следовательно, равен $V = SL = 2100 \text{ км}^3$. Избыток плотности $\Delta\rho = 0.2 \text{ г/см}^3$ в этом теле по отношению к плотности окружающей среды, связанный с пониженной температурой и с удалением более легких дериватов при гравитационной дифференциации, создает силу, способствующую погружению плиты. Вертикальная составляющая наклонной скорости погружения определяется как $\Delta H = 3 \text{ см в год}$. Следовательно, работа такой гравитационной машины $E = v\Delta\rho g\Delta H = 1.24 \times 10^{21} \text{ эрг в год}$. Здесь $g = 981 \text{ см/сек}^2$ – ускорение силы тяжести.

Полученная величина E на несколько порядков ниже, чем суммарная энергия землетрясений (в среднем $5 \times 10^{24} \text{ эрг/год}$) или общая энергия тектонических деформаций, составляющая около 10^{26} эрг/год [54].

Другой фактор, которому приписывают большое значение, как движущей силе в тектонике плит – отталкивание от срединно-океанических хребтов [53, 78]. Предполагается, что литостатическое давление в земной коре, пропорциональное высоте рельефа этих хребтов, создает в ней горизонтальные напряжения, достаточные для отталкивания литосферных плит в обе стороны от хребта. Однако за пределами возвышенностей, как показали расчеты А. Шейдеггера для горного массива Хохкёниг в восточных Альпах, такие горизонтальные напряжения быстро уменьшаются. Поэтому оценки горизонтального сжатия, связанного с гравитационным отталкиванием от срединно-океанических хребтов, как $S_H = 200 - 300 \text{ бар}$, которые дают М. Ботт и Н. Кужнир, справедливы только для зон, ближайших к подножию этих хребтов [42].

На южной границе Индийской литосферной плиты Центрально-Индийский и Аравийско-Индийский океанические хребты имеют средний уровень в осевых частях лишь на 500 - 1500 м более высокий, чем уровень дна соседних котловин. Ясно, что небольшое боковое давление, возникающее в земной коре у основания этих возвышенностей, совершенно недостаточно для того, чтобы вызвать движение Индийской платформы к северу и выдавливание на высоту до 7 км масс Гималайского хребта, расположенного на расстоянии 3000 - 6000 км от этих срединно-океанических хребтов.

Несостоятельность идеи о том, что удаление литосферных плит от срединно-океанических хребтов обусловлено избыточным литостатическим давлением, существующим под этими возвышенностями, становится еще яснее, если рассмотреть перемещение Аравийской плиты. В модели

NUVEL-I Аденский залив рассматривается как продолжение зоны спрединга Аравийско-Индийского хребта, отделяющего Индийскую литосферную плиту от Африканской. Однако в этом заливе зона спрединга – не возвышенность, а понижение с глубиной 3000 м ниже уровня моря (наибольшая глубина 5360 м). В осевой зоне Красного моря, где также происходит спрединг, глубина составляет 1000 - 3039 м.

Удаляясь от этих зон спрединга, Аравийская плита создает в зоне коллизии с Евразийской плитой горизонтальные сжимающие напряжения не менее 1000 бар. Она пододвигается под хребты Загрос и Макран, причем влияние этого движения проявляется еще севернее в складчатых деформациях и надвигах хребтов Эльбрус, Малый Кавказ и Большой Кавказ на Евразийской плите [11, 25, 61]. В этих деформациях и поддвигах поглощается эффект сближения обеих плит, которое происходит со скоростью 3.5 - 4 см/год [45].

Проследивая по простиранию конвергентные границы плит можно убедиться, что зоны субдукции возникают на них тогда, когда к такой границе приближается литосферная плита океанического типа. Если же на ней соприкасаются те части плит, которые сложены литосферой с корой континентального типа, не способной погружаться в мантию вследствие малой плотности и высокой плавучести, то возникают складчатые сооружения, связанные с поддвижением под них переднего края тектонических платформ (Альпы, Загрос, Гималаи). В обоих случаях действует один и тот же, в своей основе, механизм [61]. Поддвиги платформ под складчатые сооружения являются аналогами или продолжением зон субдукции, а предгорные краевые прогибы – аналогом глубоководных желобов, протягивающихся по краям океанических плит.

Показав, что известные механизмы – обширные ундуляции геоида, движение астеносферы относительно литосферы, гравитационное сползание масс со срединно-океанических хребтов – не дают горизонтальных сжимающих напряжений более 50 - 200 бар, Е.В. Артюшков отметил, что “в принципе нельзя, конечно, исключить, что существует какой-то, пока неизвестный, механизм, который и создает мощное сжатие литосферы, сопровождающееся образованием горных сооружений. Чтобы преодолеть силу, действующую со стороны горных сооружений, сжимающие напряжения в литосфере должны были бы быть ≈ 1 кбар. Эти напряжения имеют масштаб предела прочности пород для длительных периодов времени” [2, стр. 282]. Как мы видели, в областях кайнозойской складчатости тектоническое сжатие достигает 1 - 3 кбар, в северной части Индийского океана 6 кбар.

Кроме конвекции известен только один механизм, способный создать наблюдаемое горизон-

тальное сжатие в литосфере – это контракционный механизм, связанный с кратковременным или длительным сокращением радиуса Земли. Контракция Земли сопровождается освобождением огромного количества потенциальной гравитационной энергии по мере приближения внешних слоев к центру Земли. Подсчеты, сделанные в 1911 г. М.П. Рудским [74], а затем Е.Н. Люстихом [23], показывают, что если бы вся эта энергия была израсходована на упругое сжатие корового слоя, то горизонтальные (тангенциальные) сжимающие напряжения в нем составили бы сотни кбар. Однако, методика этих подсчетов вызывает серьезные возражения.

Механизм контракции, как основную движущую силу в геодинамике, рассматривали Г. Джеффрис, А. Шейдеггер [66], А.Т. Асланян [3]. При этом А.Т. Асланян отмечает прерывистый характер процесса контракции, эпизодически уступающего место экспансии, то есть, по существу, приходит к признанию пульсационной геотектонической гипотезы. Она предполагает знакопеременные изменения величины радиуса Земли [15, 17].

Сущность механизма, смещающего литосферные плиты, становится более понятной, если рассмотреть самые ранние стадии раздвигания плит при расколе древнего кратона, например в рифтах восточной Африки. По данным сейсмической томографии и геотермии этот кратон имеет жесткий корень, состоящий из охлажденного материала мантии с повышенными скоростями сейсмических волн. Корень прослеживается на глубину 100 - 400 км [19, 82]. По вертикальным разломам, образующим как бы щели между твердыми стенками, которые достигают в высоту 100 км, внедряется наиболее пластичный материал из нижележащих слоев мантии. При этом площадь земной коры над каждым расширяющимся рифтом увеличивается.

Аналогичным образом в зонах спрединга на осях срединно-океанических хребтов происходит подъем наиболее легкого и пластичного вещества из верхней мантии. Его плотность понижена вследствие более высокой температуры и особенностей химического состава магматических, наиболее легкоплавких дериватов астеносферы. Для образующейся таким образом океанической коры характерен залегающий под потоками базальтов дайковый комплекс. Это непрерывный слой, состоящий из примыкающих друг к другу вертикальных даек основного состава. Нередко здесь наблюдаются инъекции типа “дайка в дайке”. Внедрение каждой дайки означает в то же время раздвигание соприкасающихся частей двух соседних плит на величину, соответствующую ширине этой дайки. Таким образом динамика раздвигания плит органически связана с многократными импульсами магматических инъекций между ними.

Основываясь на принципах пульсационной геотектонической гипотезы В. Бэчера и В.А. Обручева мы считаем, что фазы расширения Земли, при которых облегчается выдавливание вверх наиболее пластичного материала астеносферы в ослабленных участках, то есть в рифтах и зонах спрединга, чередуются с фазами сокращения радиуса Земли. Увеличившаяся в фазу расширения площадь земной коры оказывается в последующую фазу сокращения радиуса Земли R немного больше той величины земной поверхности, которая соответствует новому значению $S = 4\pi R^2$. Это создает в литосфере контракционное сжатие.

Повторяющиеся миллионы раз импульсы контракции и экспансии приводят к накоплению эффектов расширения на площади рифтов и зон спрединга и эффектов контракционного сжатия в зонах субдукции и складчатости. Происходит мобилизм, медленное перемещение литосферных плит от рифтов к подвижным поясам, погружение океанической коры в мантию Земли на конвергентных границах плит. Все это создает в верхней мантии вынужденную конвекцию. Ее стимулирует также всплывание более нагретых масс (вклад тепловой конвекции) и погружение в зонах субдукции тех частей литосферных плит, которые лишились своих более легких дериватов, перенесенных в состав коры континентального типа (гравитационная дифференциация).

Предположение о частых знакопеременных изменениях радиуса Земли высказал еще в 1955 г. Г. Беньофф. Он построил кривую, которая показывает вариации суммарной величины энергии землетрясений E и отметил корреляцию между E и угловой скоростью вращения Земли вокруг своей оси ω . "Трудно представить себе, каким должен быть механизм, который обеспечивал бы глобальное торможение и освобождение подвижек по разломам в соответствии с приведенной кривой. Возможно, этот механизм связан с изменениями радиуса Земли, чем предположительно объясняют наблюдаемые изменения периода вращения Земли" [39, с. 71].

Недавно получены новые данные о глобальных вариациях сейсмичности. Шведские сейсмологи Э. Скордас, К. Мейер и др. выявили высокую степень корреляции между кривыми, выражающими изменения сейсмической энергии, выделяющейся в течение 1917 - 1987 годов в коре Фенноскандии и в северной части Срединно-Атлантического хребта между 40° и 80° с.ш. [71]. Обе кривые обнаруживают также корреляцию с изменением суммарной энергии землетрясений по всей Земле, связанной в основном с сейсмичностью Тихоокеанского и Альпийско-Гималайского подвижных поясов [18, 54]. На всех трех кривых в 1940 - 1946 годах наблюдается понижение энергии, на 1947 - 1950 годы приходится минимум E , а затем подъем в 1950 - 1960 годах и снова пони-

жение до 1970 - 1973 годов. Таким образом активность, связанная с подвижками по трансформным разломам на срединно-океаническом хребте с напряжениями в коре древнего кратона Фенноскандии и в зонах сильнейшего сжатия при коллизии плит и субдукции, обнаруживает много общего и указывает на существование какого-то глобального механизма.

Факты, вероятно указывающие на знакопеременные изменения размеров Земли, получены в результате систематических измерений силы тяжести на гравиметрах высокой точности. Если вариации ускорения силы тяжести $g = GM/R^2$ (G – постоянная тяготения, M – масса и R – радиус Земли) связаны с изменением R , то при постоянстве момента количества движения $Q = J\omega = \text{const}$ изменения радиуса должны проявляться и в вариациях скорости вращения Земли ω . Скорость вращения обратно пропорциональна моменту инерции $J = 0.331 MR^2$ и, следовательно, изменения ω должны обнаруживать положительную корреляцию с изменениями g . Из $g/\omega = 0.331 GM^2/Q = \text{const}$ получаем $\Delta g/g = \Delta\omega/\omega$.

Фактические данные о вариациях g и ω сводятся к следующему. Как отмечал Ю.Д. Буланже, на всех четырех пунктах, где производились систематические измерения силы тяжести за время, прошедшее с 1969 - 1970 годов до 1976 - 1978 годов, ускорение силы тяжести увеличилось на 39 - 50 микрогал, в среднем на 45 ± 2.7 мкГал [6], то есть $\Delta g = 4.5 \times 10^{-8}g$. Скорость вращения за это же время возросла на $\Delta\omega = 8 \times 10^{-9}\omega$ [28]. На обсерваториях в Ледово, Потсдаме и Новосибирске в 1975 - 1978 годах наблюдалось понижение величины g приблизительно на 25 мкГал, а с 1978 до 1983 г. на двух из них и в Севре – подъем на 20 - 40 мкГал, то есть $\Delta g \approx 3 \times 10^{-8}g$. Затем в 1984 - 1990 годах произошло понижение g на такую же величину [7]. Скорость вращения в 1978 - 1983 годах возросла на $\Delta\omega = 1.5 \times 10^{-8}\omega$.

Таким образом между вариациями g и ω намечается некоторое сходство. Более полного соответствия ожидать нельзя, так как на изменения скорости вращения мантии и коры влияют циркуляция атмосферы и вариации величины сцепления между вращающимся ядром и мантией Земли. Сцепление связано как с электромагнитным взаимодействием, так и с неровностями в топографии той поверхности, которая разделяет ядро и мантию [28, 44].

Если подтвердятся предположения о глобальном характере вариаций силы тяжести, их можно будет считать веским доказательством знакопеременного изменения радиуса Земли. По геологическим данным предполагается чередование более длительных эпох такого изменения размеров Земли. На это указывали Е.Е. Милановский [25], Р. Шеридан [69] и другие геологи. В.Е. Хаин отмечает, что "олигоцен достаточно определенно

можно считать временем преобладания растяжений... Последняя в кайнозойская эпоха тектонической активности – аттическая приурочена к миоцену, особенно к позднему миоцену, и, вероятно, плиоцену и плейстоцену... Аттическая эпоха продолжается и в наше время, то есть земная кора сейчас находится в целом в условиях преобладания сжатий” [33, с. 421].

Такие условия могли возникнуть, если, при чередовании коротких фаз знакопеременного изменения R , при расширении каждый раз не вполне компенсировался эффект сжатия, происшедшего в предшествующую фазу контракции и, таким образом, накапливались сжимающие горизонтальные напряжения в земной коре.

Предполагаемый комплексный механизм возникновения тектонических напряжений и перемещения литосферных плит предлагается лишь как рабочая гипотеза. Необходимо дальнейшее изучение вариаций силы тяжести, чендлеровских колебаний полюса и изменений скорости вращения Земли, чтобы установить реальное значение знакопеременных изменений радиуса Земли [15]. Обширные (10 - 18 тысяч км с севера на юг) волнообразные отклонения фигуры геоида от сфероида, возможно, отражают глобальную деформацию коробления слоев верхней мантии и коры в условиях общего тангенциального сжатия [16].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алейников А.Л., Боровков В.Ф., Зубков А.В., Халева Н.И. Геодинамика Урала по данным натуральных и модельных исследований // Геология и геофизика. 1977. № 2. С. 156 - 159.
2. Артюшков Е.В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 216 с.
3. Асланян А.Т. Большие изменения внутреннего объема и полярного сжатия Земли и их тектонические последствия // Известия АН Арм. ССР. Науки о Земле. 1983. Т. 36. № 4. С. 3 - 25.
4. Асмус В.В., Дементьев В.Н., Рыбаков Л.Н., Юнга С.Л. Геодинамические структуры и сейсмический риск северной Армении. Санкт-Петербург: Гидрометеиздат, 1992. 128 с.
5. Балакина Л.М., Введенская А.В., Голубева Н.В., Мишарина Л.А., Широкова Е.И. Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. М.: Наука, 1972. 192 с.
6. Буланже Ю.Д. Некоторые результаты изучения неприливных изменений силы тяжести // Доклады АН СССР. 1981. Т. 256. № 6. С. 1330 - 1333.
7. Буланже Ю.Д., Щеглов С.Н. III Международное сравнение абсолютных гравиметров, Севр, Франция, 1989. М.: Из-ние Национал. геофиз. ком. РАН, 1993. 43 с.
8. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
9. Гуценко О.И. Реконструкция поля мегарегиональных тектонических напряжений сейсмоактивных областей Евразии // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1979. С. 26 - 51.
10. Зоненшайн Л.П., Баранов Б.В., Леглер В.А., Савостин Л.А., Кузьмин М.И., Мерклин Л.Р. Глубоководные желоба как структуры сжатия // Известия АН СССР. Сер. геол. 1980. № 6. С. 96 - 104.
11. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 312 с.
12. Исаев Е.Н., Ушаков С.А., Гайнанов А.Г. Геофизические данные о закономерностях структуры коры в северной части Тихоокеанской переходной зоны // Земная кора островных дуг и Дальневосточных морей. Верхняя мантия, № 9. М.: Наука, 1972. С. 69 - 83.
13. Кокс А., Харп Р. Тектоника плит. М.: Мир, 1989. 428 с.
14. Крестников В.Н., Теремецкий А.Л., Штанге Д.В. О напряженном состоянии земной коры Тянь-Шаня и Памира // Известия РАН. Физика Земли. 1992. № 1. С. 3 - 34.
15. Кропоткин П.Н. Пульсационная геотектоническая гипотеза В.А. Обручева и мобилизм // Проблемы расширения и пульсаций Земли. М.: Наука, 1984. С. 24 - 33.
16. Кропоткин П.Н., Ефремов В.Н. Геоид и деформации в тектоносфере // Геодинамика и развитие тектоносферы. М.: Наука, 1991. С. 85 - 92.
17. Кропоткин П.Н., Ефремов В.Н. Изменения радиуса Земли в геологическом прошлом // Геотектоника. 1992. № 4. С. 3 - 14.
18. Кропоткин П.Н., Ефремов В.Н. Тектонические напряжения на платформах и глобальные вариации сейсмичности // Геотектоника. 1993. № 5. С. 34 - 36.
19. Кропоткин П.Н., Ефремов В.Н., Макеев В.М. Напряженное состояние земной коры и геодинамика // Геотектоника. 1987. № 1. С. 3 - 24.
20. Ларионов Л.В. Оценка величины тектонических напряжений в зонах надвига // Геотектоника. 1975. № 3. С. 105 - 108.
21. ЛеПишон К., Францито Ж., Боннин Ж. Тектоника плит. М.: Мир, 1977. 288 с.
22. Лобковский Л.И. Упругий изгиб океанических плит перед зонами поддвига // Океанология. Геофизика океана. Т. 2. Геодинамика. М.: Наука, 1979. С. 204 - 211.
23. Люстих Е.Н. Проблема энергетического баланса Земли в геотектонических гипотезах // Известия АН СССР. Серия геофиз. 1951. № 3. С. 1 - 8.
24. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли (Рифтогенез на древних платформах). М.: Недра, 1983. 280 с.
25. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли. Рифтогенез в подвижных поясах. М.: Недра, 1987. 298 с.
26. Напряженное состояние земной коры (по измерениям в массивах горных пород). М.: Наука, 1973. 188 с.
27. Николаев П.Н. Методика тектоно-динамического анализа. М.: Недра, 1992. 297 с.
28. Сидоренков Н.С. Неравномерность вращения Земли и движение полюсов. Природа. 1982. № 4. С. 82 - 91.

29. *Сорохтин О.Г.* Строение активных переходных зон от океанов к континентам и их роль в образовании континентальной земной коры // Развитие идей Г.А. Гамбурцева в геофизике. М.: Наука, 1982. С. 226 - 248.
30. *Тёркот Д., Шуберт Дж.* Геодинамика. Геологические приложения физики сплошных сред. М.: Мир, 1985. Ч. 1. С. 376; Ч. 2. С. 731.
31. *Турчанинов И.А., Иофис М.А., Каспарьян Э.В.* Основы механики горных пород. Л.: Недра. 1977. 504 с.
32. *Хаин В.Е.* Вторая молодость древней науки // Природа, 1987. № 1. С. 20 - 35.
33. *Хаин В.Е., Балуховский А.Н.* Историческая геотектоника. Мезозой и кайнозой. М.: Изд-во Авиар. 1993. 452 с.
34. *Шерман С.И., Днепровский Ю.И.* Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск: Наука, 1989. 158 с.
35. *Юнга С.Л.* Совокупность механизмов очагов землетрясений // Современная динамика литосферы континентов. Методы изучения. М.: Недра, 1989. С. 182 - 188.
36. *Adams J.* Stress-relief buckles in the Mc Farland quarry, Ottawa // *Canad. J. Earth Sci.* 1982. V. 19. № 10. P. 1883 - 1887.
37. *Apperson K.D.* Stress fields of the overriding plate at convergent margins and beneath active volcanic arcs // *Science.* 1991. V. 254. № 5032. P. 670 - 678.
38. *Baldrige W.S., Olsen K.H.* The Rio Grande rift // *American Sci.* 1989. V. 77. № 3. P. 240 - 247.
39. *Benioff H.* Seismic evidence for crustal structure and tectonic activity // *Geol. Soc. Amer. Spec. Papers.* 1955. № 62. P. 61 - 73.
40. *Bergman E.A.* Intraplate earthquakes and the state of stress in oceanic lithosphere // *Tectonophysics.* 1986. V. 132. № 1 - 3. P. 1 - 35.
41. *Biancale R., Casenave A., Dominh K.* Tectonic plate motions derived from LAGEOS // *Earth and Planet. Science Lett.* 1991. V. 103. № 1 - 4. P. 379 - 394.
42. *Bott M.H.P., Kuznir N.J.* The origin of tectonic stress in the lithosphere // *Tectonophysics.* 1984. V. 105. № 1 - 4. P. 1 - 13.
43. *Cocco M., Rovelli A.* Evidence for variations of stress drop between normal and thrust faulting earthquakes in Italy // *J. Geophys. Research.* 1989. V. 94. № 7. P. 9399 - 9416.
44. *Courtillot V., Le Mouel J.L.* Time variation of the Earth magnetic field: from daily to secular // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences.* 1988. V. 16. P. 389 - 476.
45. *De Mets C., Gordon R.G., Argus D.F., Stein S.* Current plate motions // *Geophys. J. Internat.* 1990. V. 101. № 2. P. 425 - 478.
46. *Denham D., Alexander L.G., Worotnicki J.* The stress field near the sites of the Meckering (1968) and Calingiri (1970) earthquakes, Western Australia // *Tectonophysics.* 1980. V. 67. № 3 - 4. P. 283 - 317.
47. *Forsyth D., Uyeda S.* On the relative importance of the driving forces of plate motion // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1975. V. 43. № 1. P. 163 - 200.
48. *Gordon R.G.* Plate motion // *Review of Geophysics.* 1991. V. 29. Supplement 2. P. 748 - 758.
49. *Gordon R.G., De Mets Ch., Argus D.F.* Kinematic constraints on distributed lithospheric deformation in the equatorial Indian ocean from present motion between the Australian and Indian plates // *Tectonics.* 1990. V. 9. № 3. P. 409 - 422.
50. *Gordon R.G., Jurdy D.M.* Cenozoic global plate motions // *J. Geophys. Res.* 1986. V. 91. № 12. P. 12389 - 12406.
51. *Harrison C.G.A., Douglas N.B.* Satellite laser ranging and geological constraints on plate motion // *Tectonics.* 1990. V. 9. № 5. P. 935 - 952.
52. *Hast N.* The state of stress in the upper part of the Earth's crust // *Tectonophysics.* 1969. V. 8. № 3. P. 169 - 211.
53. *Hickman S.H.* Stress in the lithosphere and the strength of active faults // *Reviews of Geoph.* 1991. V. 29. Supplement 2. P. 759 - 775.
54. *Kanamori H.* Quantification of earthquakes // *Nature.* 1978. V. 271. № 5644. P. 411 - 414.
55. *Lilwall R.C.* Seismicity of the oceanic rifts // *Continental and Oceanic Rifts Geodynamics Series.* 1982. V. 8. Amer. Geophys. Union. P. 63 - 80.
56. *McDonald K.C.* Mid-Ocean Ridges. Anatomy of the magma reservoir // *Nature.* 1989. V. 339. № 6221. P. 178 - 179.
57. *McAdoo D.C., Sandwell D.T.* Folding of oceanic lithosphere // *J. Geophys. Res.* 1985. V. 90. № 10. P. 8563 - 8569.
58. *Mc Garr A.* Some constraints on levels of shear stress in the crust from observation and theory // *J. Geophys. Res.* 1980. V. 85. № 11. P. 6231 - 6238.
59. *Minster J.-B.* New plates, rates and dates // *Nature.* 1990. V. 346. № 6281. P. 218 - 219.
60. *Minster J.B., Jordan T.H.* Present-day plate motions // *J. Geophys. Res.* 1978. V. 83. № 11. P. 5331 - 5354.
61. *Molnar P.* Continental tectonics in the aftermath of plate tectonics // *Nature.* 1988. V. 335. № 6186. P. 131 - 137.
62. *Nyland E., Blanchard J.E.* A determination of tectonic stress in the Canadian shield // *Transact. Amer. Geophys. Union.* 1965. V. 46. № 1. P. 159 - 162.
63. *Oncescu M.C.* Investigation of a high stress drop earthquake on August 30, 1986 in the Vrancea region // *Tectonophysics.* 1989. V. 163. № 1 - 2. P. 35 - 43.
64. *Richardson R.M., Solomon S.C., Sleep N.H.* Tectonic stress in the plates // *Reviews Geophys. Space Phys.* 1979. V. 17. № 5. P. 981 - 1019.
65. *Schäfer K.* In situ strain measurements in Iceland // *Transact. Amer. Geophys. Union.* 1977. V. 58. № 9. P. 908.
66. *Scheidegger A.* Examination of the physics of theories of orogenesis // *Bull. Geolog. Soc. Amer.* 1953. V. 64. № 2. P. 127 - 150.
67. *Scotese C.R.* Jurassic and Cretaceous plate tectonic reconstructions // *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology.* 1991. V. 87. № 1 - 4. P. 493 - 501.
68. *Scotese C.R., Gahagan L.M., Larson R.L.* Plate tectonic reconstructions of the Cretaceous and Cenozoic ocean basins // *Tectonophysics.* 1988. V. 155. № 1 - 4. P. 27 - 48.
69. *Sheridan R.E.* Pulsation tectonics as the control of continental breakup // *Tectonoph.* 1987. V. 143. № 1 - 2. P. 59 - 73.
70. *Singh D.D.* Strain deformation in the northern Indian ocean // *Marine Geology.* 1988. V. 79. № 1 - 2. P. 105 - 118.

71. Skordas E., Meyer K., Olsson R., Kulhanek O. Causality between interplate (North Atlantic) and intraplate (Fennoscandia) seismicities // *Tectonoph.* 1991. V. 185. № 3 - 4. P. 295 - 307.
72. Smith D.E., Kolenkiewicz R., Dunn P.J. et al. Tectonic motion and deformation from satellite laser ranging to LAGEOS // *J. Geophys. Res.* 1990. V. 95. № 13. P. 22013 - 22041.
73. Solomon S.C., Richardson R.M., Bergman E.A. Tectonic stress: Models and magnitudes // *J. Geophys. Res.* 1980. V. 85. № 11. P. 6086 - 6092.
74. Sonder R.A. *Mechanik der Erde*. Stuttgart, 1956. Ss. 292.
75. Stein C.A., Cloetingh S., Wortel R. Seasat-derived gravity constraints on stress and deformation in the north-eastern Indian ocean // *Geophys. Research Letters*. 1989. V. 16. № 8. P. 823 - 826.
76. Stephansson O., Ljunggren C., Jing L. Stress measurements and tectonic implications for Fennoscandia // *Tectonoph.* 1991. V. 189. № 1 - 4. P. 317 - 322.
77. Tectonic stress in the lithosphere. – *Philosoph. Transactions Roy. Soc. London*. 1991. Ser. A. V. 337. № 1645. P. 1 - 194.
78. The World Stress Map Project. Papers on tectonophysics // *J. Geophys. Res.* 1992. V. 97. № 8. P. 11703 - 12013.
79. Weijermars R. Global tectonics since the breakup of Pangea 180 million years ago: Evolution maps and lithospheric budget // *Earth-Science Reviews*. 1989. V. 26. № 2. P. 113 - 162.
80. Westaway R. Present-day kinematics of the plate boundary zone between Africa and Europe, from the Azores to the Aegean // *Earth and Planet. Sci. Letters*. 1990. V. 96. № 3 - 4. P. 393 - 406.
81. Wiens D.A., Stein S. Implications of oceanic interplate seismicity for plate stresses, driving forces and rheology // *Tectonoph.* 1985. V. 116. № 1 - 2. P. 143 - 162.
82. Woodhouse J.H., Dziewonski A.M. Mapping the upper mantle: Threedimensional modeling of Earth structure by inversion of seismic waveforms // *J. Geophys. Res.* 1984. V. 89. № 7. P. 5953 - 5986.
83. World Rift Systems / Edit. A.F. Gang: *Tectonophysics*. 1991. V. 197. № 2 - 4. P. 1 - 392.
84. Zoback M.L., Zoback M.D., Adams J. et al. Global patterns of tectonic stress // *Nature*. 1989. V. 341. № 6240. P. 291 - 298.
85. Zorin Yu., Cordell L. Crustal extension in the Baikal rift zone // *Tectonoph.* 1991. V. 198. № 1. P. 117 - 121.
86. Zuber M.T. Compression of oceanic lithosphere: An analysis of intraplate deformation in the central Indian basin // *J. Geophys. Res.* 1987. V. 92. № 6. P. 4817 - 4825.

Рецензент: Ю.Г. Леонов

Tectonic Stress Field in the Earth Crust

P. N. Kropotkin

This generalization is based on world-wide data on orientation and magnitude of stress vectors in the upper lithosphere, which were obtained by the study of earthquakesource mechanism, by direct measurements and other methods. The horizontal compression is dominant in the Earth crust, while the extension is observable only within 5% of the surface areas. Orientation of the maximal horizontal compression is under influence of lithosphere plate movements, and its magnitude in zones of active tectonic deformations could be as high as 1 - 6 kbar. The mid-ocean push forces and thermal convection are unable to produce such stress magnitudes. It is likely that two factors are significant in this respect: (1) convective forces resulting from the gravitational substance differentiation in subducting oceanic slabs, and (2) pulsating changes of the Earth's radius.

УДК 551.242:552.16(234.85)

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА НА УРАЛЕ

© 1996 г. В. Н. Пучков

Институт геологии Уфимского научного центра РАН, г. Уфа

Поступила в редакцию 19.05.94 г.

Приведена и обсуждена схема распространения геологических типов регионального метаморфизма на Урале. Рассмотрены пространственно-временные закономерности проявления метаморфических процессов в связи с современными представлениями о геодинамической истории Урала. Особо упомянуты дорифейские глыбы и поднятия, которые пока не дают достаточного материала для восстановления древнейшей геодинамической истории региона. Тем не менее, в некоторых из них выявляются реликты проявлений древнейшей, доплитной пангранулитовой, стадии метаморфизма и все они хранят следы наложенных часто многоэтапных рифейско-палеозойских метаморфических событий.

Рифейский метаморфизм Урала автор связывает преимущественно с поздневендской континентальной коллизией, вызвавшей региональное проявление зеленосланцевого метаморфизма и зонального метаморфизма термальных куполов, приуроченных к докембрийским антиклинариям.

Более разнообразны и лучше изучены процессы метаморфизма, связанные с палеозойским циклом Вильсона. В крупных гипербазитовых массивах офиолитов (в качестве примера приведен Рай-Изский) прослеживается многоэтапный метаморфизм с последовательным снижением температур от условий гранулитовой фации на этапе спрединга и заложения островной дуги до амфиболитовой и зеленосланцевой фаций – на коллизионном этапе. Зональный метаморфизм в окружении базит-гипербазитового Платиноносного пояса предположительно связывается с рифтогенезом на коре переходного (островодужного) типа. Проблема геодинамических условий возникновения эклогит-глаукофансланцевого метаморфизма обсуждена на примере максютовского комплекса, который на основе новых геологических данных трактуется как аккреционная призма ранне-среднедевонской островной дуги. Коллизионный сиалический плутонометаморфизм рассмотрен на примере Сысертско-Ильменогорского комплекса.

Чрезвычайно длительная и сложная геологическая история оставила на Урале материальные следы в виде самых разнообразных комплексов и формаций – осадочных, магматических и метаморфических. Пространственно-временные закономерности размещения последних и являются темой данной статьи. Вопрос этот не нов: сведения по нему можно почерпнуть в обширной литературе [4, 9, 11 - 17, 30, 35, 38, 40, 47, 56, 57, 61, 75, 84, 86, 87, 90, 92 и др.]. Однако большинство из упомянутых и многих других публикаций посвящено либо какому-то одному типу метаморфизма, либо определенному району или объекту на территории Урала. Лишь в последние годы, благодаря прогрессу в изучении тектоники и геодинамики этого складчатого пояса, открывается возможность синтеза накопленных знаний на основе современных геодинамических представлений, по крайней мере, для рифейско-палеозойского этапа истории Урала. Этому способствуют и определенные успехи в разработке геологической классификации разновидностей метаморфизма.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА

На наш взгляд, достаточно удачным и применимым к Уралу является вариант классификации, предложенный Г.А. Кейльманом [36] и несколько дополненный при участии автора ([41, 98] и таблица). В основу его положены три главные координаты: способ теплопередачи, характер давления и преобладающий состав пород.

Предполагается, что *пангранулитовый метаморфизм*, в проявлениях которого обычно не сохраняются признаки прогрессивного тренда [62], специфичен для ранних стадий развития земной коры, когда последняя была разогрета до очень высоких температур даже вблизи поверхности. Метаморфизм этого типа проявляется в прото-континентальной коре и может условно считаться сиалическим. В добавление к принятой схеме [36, 98] следовало бы, по нашему мнению, учесть, что в современной океанической литосфере вследствие чрезвычайно высокого геотермального градиента в ее активных зонах также прослеживается пангранулитовый метаморфизм, но иного типа,

захватывающий верхи мантии и низы коры (альпийские габбро представляют собой гранулиты низких давлений [17, 21, 78]). В отличие от древнего, сиалического, он имеет симатический, океанический, характер и проявляется вплоть до современного этапа.

Инициальный метаморфизм, или метаморфизм погружения, вызывается литостатическим давлением и преимущественно кондуктивно передаваемым теплом недр Земли и характерен, главным образом, для глубоких частей осадочных бассейнов.

Зеленокаменный метаморфизм, в развитии которого существенную роль играет перенос тепла циркулирующими флюидами и для которого, как и для предыдущих типов, характерно отсутствие стрессовых напряжений, проявляется преимущественно в условиях океанического дна и островных дуг.

Зеленосланцевый метаморфизм развивается по субстрату любого состава, на фоне умеренно проявленного кондуктивного и, возможно, конвективного теплопереноса и небольших или даже предельно малых литостатических давлений, но в условиях стресса, вызывающего широкое развитие пластического течения.

Эклогит-глаукофансланцевый метаморфизм, наиболее загадочный из геологических типов метаморфизма, связан с высокими и сверхвысокими давлениями и относительно низкими температурами; в современных складчатых поясах он тяготеет к сутурным, коллизионно-шовным, зонам и наиболее ярко проявляется в случаях, когда протолит имеет базитовый состав. Однако ему подвержены и гипербазиты, и граниты, и осадочные породы. В последнее время тектонические реставрации показывают, что по крайней мере часть этих комплексов возникла во фронтальных зонах островных дуг в условиях частной коллизии (например, островная дуга-микроконтинент или симаунт [24, 96]). В образовании указанных комплексов большое участие принимали как процессы пластического течения, так и флюиды, находившиеся в некоторых случаях под давлениями, значительно превышавшими литостатические.

Плутонометаморфизм возникает при тектонических перемещениях со значительных глубин крупных нагретых тел, блоков, ядер диапиров, переносивших тепло земных недр и передававших его более холодным окружающим породам обматывания или подошвы (лежащего крыла надвига). Этот процесс может рассматриваться и как тектоническое погребение холодных комплексов под горячими. В зависимости от состава нагретых метаморфизирующих комплексов различают *симатический* и *сиалический плутонометаморфизм*. В метаморфизирующих комплексах нередко отмечаются реликтовые проявления гранулитового метаморфизма.

Геологические типы регионального метаморфизма и геодинамические режимы их проявления

Режим		Тип метаморфизма
Доплитный		Пангранулитовый протоконтинентальный
Межплитный	Дивергентный	Пангранулитовый океанический Зеленокаменный Зеленосланцевый
	Конвергентный	Плутонометаморфизм симатический Плутонометаморфизм сиалический Эклогит-глаукофан- сланцевый Зеленосланцевый
Внутриплитный		Инициальный

Все эти типы метаморфизма проявлены и изучались на Урале. На рис. 1, составленном совместно с Г.А. Кейльманом, показаны основные зоны и ареалы их распространения, соотнесенные с главными структурными зонами Урала (см. также [68, рис. 1]).

ЛОКАЛИЗАЦИЯ ПРОЯВЛЕНИЙ МЕТАМОРФИЗМА РАЗЛИЧНОГО ТИПА НА УРАЛЕ (ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ)

Наличие реликтов *сиалического пангранулитового метаморфизма* можно лишь предполагать в некоторых из древних дорифейских блоков и выступов древнего фундамента в пределах складчатой области в Тараташском поднятии, Селянкинском блоке Сысертско-Ильменогорского поднятия, в Восточно-Мугоджарской зоне и др. [28, 35, 50, 51, 52 и др.]. Анализ и реставрация облика ранних, заведомо дорифейских образований иногда дает возможность говорить об их зрелой континентальной, энсиалической природе [44, 83], а также предположить развитие на территории Урала и архейско-раннепротерозойских зеленокаменных комплексов, хотя бы по наличию метакматиитов [48] и реликтовых образований типа серых гнейсов [83]. Более поздние тектоно-метаморфические события стерли большую часть характерных черт облика древнейших комплексов, а фрагментарный характер их выходов, а также вероятная принадлежность некоторых из них сравнительно небольшим по размеру террейнам, возможно, испытавшим очень большие перемещения в течение палеозоя, делает задачу воссоздания полной картины архейско-раннепротерозойской геодинамической истории Урала практически безнадежной. В то же время восстановление этапов метаморфизма, преимущественно ретроградного, в каждом из отдельных древнейших блоков, так же, как и корреляция этих этапов, может

дополнить представления о рифейско-палеозойской геодинамической истории [52, 82].

Древнейшие блоки сосредоточены в поднятых сиалических мегазонах Урала: Центральноуральской и Восточноуральской и во многих случаях служат ядрами и термальными центрами ареалов *сиалического плутонометаморфизма* [35]. Напротив, Тагило-Магнитогорская мегазона, симатическая как по породам, развитым на поверхности, так и, главное, по своему глубинному строению [58], является средоточием проявлений *симатического пангранулитового метаморфизма и плутонометаморфизма*, которые в сиалических мегазонах устанавливаются только в пределах аллохтонов. Эта же мегазона является классическим средоточием зеленокаменного метаморфизма и связанных с ним колчеданных месторождений [22, 57].

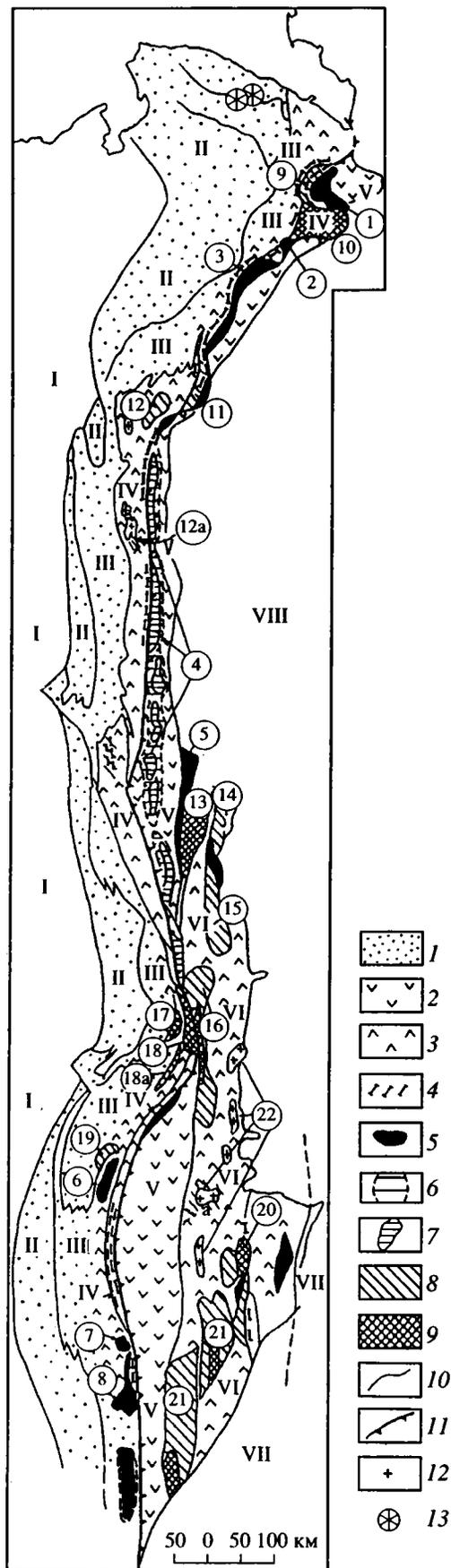


Рис. 1. Схема локализации метаморфизма различного типа в региональных структурах Урала.

1 - 9 - области преимущественного развития: 1 - 4 - метаморфизма: 1 - инициального, 2 - зеленокаменного, 3 - зеленосланцевого, 4 - эклогит-глаукофансланцевого; 5 - 9 - плутонометаморфизма: 5 - 7 - симатического: 5 - связанного с офиолитами, в том числе содержащими реликты пангранулитового океанического метаморфизма, 6 - связанного с массивами Платиноносного пояса, 7 - массивы Платиноносного пояса; 8 - сиалического и 9 - то же, с реликтами эогейского пангранулитового метаморфизма; 10 - границы тектонических зон; 11 - сутура Главного Уральского разлома; 12 - палингенные граниты; 13 - импактные кратеры. Цифры в кружках: 1 - 21 - типовые плутонометаморфические комплексы: 1 - 8 - симатические: 1 - Сьумкеуский, 2 - Райзский, 3 - Войкаро-Сыньинский, 4 - комплексы Платиноносного пояса, 5 - Серовский, 6 - Кракинский, 7 - Хабарнинский, 8 - Кемпирсайский; 9 - 21 - сиалические: 9 - Марункеуский, 10 - Харбейский, 11 - Неркаюский, 12 - Хобезинский, 12a - Маньхамбовский, 13 - Салдинский, 14 - Гайский, 15 - Мурзинско-Адуйский, 16 - Ильменогорско-Сысертский, 17 - Тараташский блок, 18 - Уфалейский, 18a - Александровский, 19 - Белорецкий, 20 - Мариновский, 21 - Талдыкский (Восточно-Мугоджарский); 22 - Суундукско-Челябинская зона развития гранитов (a - Джабык-Карагайский гнейсо-гранитный комплекс). Римские цифры:

I - Восточно-Европейская платформа, II - Предуральский прогиб (заполненный пермской молассой), III - Западно-Уральская складчатая зона (преимущественно шельфовые и батальные осадки палеозойской пассивной континентальной окраины; несколько офиолитовых аллохтонов), IV - Центрально-Уральская зона (поднятие с преимущественным развитием на поверхности пород докембрийского фундамента этой же самой континентальной окраины), V - Тагило-Магнитогорская зона развития океанических (офиолитовых) и островодужных (известково-щелочных) комплексов; VI - Восточно-Уральская зона развития докембрийских комплексов бывших микроконтинентов с аллохтонами, сложенными породами офиолитов и островодужных комплексов, VII - Зауральская зона с преимущественным развитием на поверхности верхнедевонско-каменноугольных вулканогенно-осадочных пород неавтохтона, VIII - область развития мезо-кайнозойского осадочного чехла Западно-Сибирской платформы.

Размещение проявлений *метаморфизма зеленосланцевого типа* значительно менее связано с составом субстрата; эти метаморфические изменения широко развиты во всех структурных зонах Урала, кроме наиболее западных, и маркируют объемные дислокации: многочисленные серпентинитовые меланжи, “вязкие” разломы, зоны бластомилонитов и другие менее определенные объемные ареалы проявления процессов пластического течения вещества в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма. Пластическое течение выступает здесь в качестве вполне самостоятельного фактора метаморфизма, наряду с давлением, температурой и присутствием флюида. Подтверждение этому находится как в природных объектах, так и при экспериментальных и теоретических исследованиях в области механохимии [54, 55].

Подобная же проблема оценки роли пластического течения (наряду с давлением и температурой) возникает при характеристике *эклогит-глаукофансланцевого метаморфизма* Урала. В отличие от зеленосланцевого его структурная привязка является значительно более жесткой. Главная *эклогит-глаукофансланцевая зона* протягивается прерывистой, но в целом очень устойчивой полосой вдоль всего Главного Уральского глубинного разлома, локализуясь как в висячем, так и лежащем его крыльях [34, 37, 49, 70, 101]. Вопреки широко распространенному мнению, метаморфизм этого типа характерен не только для офиолитов, но и для комплексов более кислого состава, представляющих островодужный и палеоконтинентальный субстрат [101]. Помимо зоны Главного Уральского глубинного разлома, метаморфизм этого типа проявился, правда, значительно менее интенсивно, в Восточно-Уральской зоне на Южном Урале, где глаукофановые сланцы приурочены к выходам городищенской свиты предположительно докембрийского возраста и протягиваются субпараллельно палеозойской Денисовской офиолитовой зоне на некотором удалении к западу от нее [31]. В этой же полосе развиты и *эклогиты* [18], однако их связь с глаукофансланцевым метаморфизмом не установлена.

Ареал *инициального метаморфизма* показан сугубо предположительно и условно. Простые оценки мощностей палеозойских осадочных пород указывают на большие (до 10 км) погружения ордовикских песчаников и еще большие (свыше 10 км) допалеозойские опускания нижнерифейских терригенных толщ на западном склоне Урала и в Предуральском краевом прогибе. Принимая во внимание рифтогенный характер рифейских прогибов и палеозойской пассивной континентальной окраины – палеоструктур Западного склона Урала и оценивая степень растяжения земной коры под ними как величину, не превышающую 30 - 40%, можно ожидать [77], что метаморфические изменения (по температурным условиям) могли достиг-

нуть уровня пренит-пумпеллитовой и местами даже низов зеленосланцевой фаций. Фактические же наблюдения [5 - 7] на юге и западе Башкирского антиклинория говорят даже о меньшем уровне измененности пород (метагенез – в нижнем рифее Кургасской антиклинали и глубинный катагенез там же, в ордовике). Так что принятая здесь оценка степени растяжения коры может оказаться несколько завышенной.

Рассмотренная нами схема (см. рис. 1) уже несет некоторую информацию о динамических условиях возникновения метаморфизма в этой складчатой области, поскольку наличие такой информации предполагает и сама использованная классификация. Однако эта схема все же слишком статична. Во-первых, она не соотнесена с уже выработанными схемами геодинамического развития Урала в рамках тектоники литосферных плит. Определенный ключ к решению этой проблемы, хотя и в самом общем виде, дает схема соотношения вышеприведенной классификации регионального метаморфизма и типов геодинамических обстановок (см. таблицу). Однако поскольку в позднепротерозойско-палеозойской истории Урала намечается два полных цикла Вильсона, весьма важно установить также, к какому из циклов, к какой его части и конкретной структуре относится то или иное метаморфическое событие.

МЕТАМОРФИЗМ ПОЗДНЕПРОТЕРОЗОЙСКОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО ЦИКЛА

В недавно опубликованной статье [68] автор уже обращался к анализу позднепротерозойской истории Урала (истории доуралид) в связи с выявлением палеотектонических структур Урала. Такой анализ оказывается совершенно необходимым и для решения вопросов, поставленных нами здесь, особенно в связи с тем, что в литературе неоднократно давалось обоснование вывода о континентально-рифтогенном характере позднедокембрийского метаморфизма Урала, так же, как и о диасхизисной природе доуралид [29, 30]. В противоположность этому, автор развивает традиционные представления о том, что геологическая история Урала в позднем докембрии завершилась орогенезом и складчатостью. Дополнительные аргументы в пользу этой точки зрения, приведенные в [68], сводятся прежде всего к тому, что на палеогеологических картах предпалеозойской поверхности выявляются не рифты, а антиклинории и фрагменты синклинориев (рис. 2). Кроме того, совокупность данных по стратиграфии и литологии венда позволяет уточнить время орогенеза как поздневендское, когда формировались моласса и заполняемые ею краевой и межгорные прогибы. Присутствие в системе доуралид по крайней мере одной офиолитовой сутуры, документированной в ядре брахиантиклинального поднятия

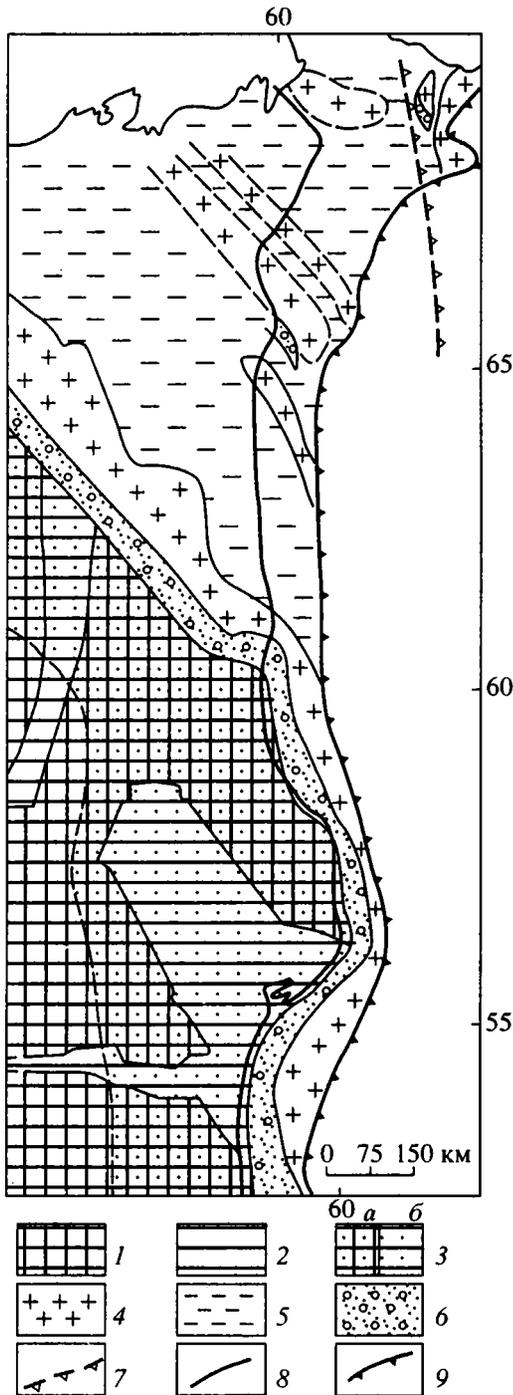


Рис. 2. Тектоническая схема фундамента Восточно-Европейской платформы и его продолжения в западных зонах Урала.

1 – беломориды и карелиды; 2 – авлагены, заполненные рифейскими осадками; 3 – область развития вендских платформенных осадков: а) над беломоридами и карелидами; б) над рифейскими авлагенами; 4 – 7 – прото-уралиды (поздневендская складчатая область): 4 – антиклинории (установленные и предполагаемые), 5 – синклинории, 6 – краевой прогиб и межгорные прогибы, 7 – вендская сутурная зона; 8 – западная граница варисского Предуральского краевого прогиба; 9 – Главный Уральский разлом.

Енгане-Пе, позволяет связывать указанный орогенический складчатый процесс с коллизией. Еще ранее показано, что эти процессы отличаются по времени и геодинамическому характеру от байкальских и сопоставимы с кадомскими [100].

Вышеупомянутые процессы, связанные со скучиванием и возникновением складчатого пояса, обычно сопровождаются регионально-зональным метаморфизмом термальных куполов [43]. Доуралиды не являются исключением.

С антиклинориями доуралид также связаны проявления зонального метаморфизма. Такие как александровский, уфалейский, кваркушский, марункеуский, хобеизский, харбейский принадлежат преимущественно среднебарическим дистен-силлиманитовым сериям [11, 35, 38, 45, 75]. Особый случай представляет Белорецкий комплекс, по поводу которого у исследователей нет единодушия. З.М. Ротару [81] считала его принадлежащим андалузит-силлиманитовому типу (см. [39], рис. 18). А.А. Алексеев, напротив, оспаривает этот вывод, указывая на ненадежную диагностику андалузита и на находки дистена в шлихах в пределах территории развития комплекса [2, 3]. По-видимому, первоначально все эти комплексы представляли собой термальные купола. В предордовикское время они были в разной степени вскрыты эрозией [1]. Все они были нарушены наложенными тектоническими деформациями, причем в разной степени (александровский в максимальной). Предполагалось [36, 39], что все купола имеют ядро, метаморфизованное в слабоградиентной амфиболитовой фации, с реликтами древней, гранулитовой, и зонально метаморфизованное сланцевое обрамление. На основе статистической обработки изотопных датировок (почти исключительно калий-аргоновых) утверждалось также, что купола росли длительно, в течение всего позднего протерозоя и палеозоя [35]. Сейчас ясно, что это очень идеализированная схема. Любой из плутонометаморфических комплексов западного склона Урала в чем-то отклоняется от этой схемы, так что ее можно рассматривать как их некий коллективный “портрет”. Что же касается массовых бессистемно проведенных калий-аргоновых датировок, то они чрезвычайно ненадежны, будучи подвержены процессам как удревления, так и омоложения, что доказывалось геологическими данными, а в последнее время все чаще и новыми более надежными изотопными датировками.

Так, поздневендско-раннекембрийский возраст Белорецкого термального купола доказывается, помимо изотопных датировок [46, 99], трансгрессивным перекрытием метаморфических пород его центральной части неметаморфизованными кварцито-песчаниками ордовика ([39], рис. 18), а вот классического ядра у него нет: дорифейский фундамент вообще не вскрыт эрозией.

Хобеизский и Маньхамбовский антиклинории имеют “ядра” – полиметаморфические комплексы дорифейского? [71] или раннерифейского структурного этажа, но они не вполне типичны. Породы ядра Хобеизского купола (николайшорская свита), представленные метагранитами и кристаллическими сланцами с широким развитием гранат-барруазитового парагенезиса и преобразованием прогрессивной зональности в гранатах, окружены метааркозами [см. [87], рис. 1]. Последние предположительно маркируют основание разреза сланцевого обрамления и указывают на вероятный перерыв в осадконакоплении на этом рубеже [65, 72]. Однако предполагаемое метаморфическое несогласие маскируется здесь интенсивным диафторезом на уровне эпидот-амфиболитовой и отчасти зеленосланцевой фаций [72, 87]. В Маньхамбовском антиклинории ядром, по-видимому, служат крупнейшие гранитные массивы Мань-Хамбо и Илья-Из вместе с наиболее древними породами, которые метаморфизованы в амфиболитовой фации и с которыми указанные массивы имеют интрузивные контакты. Вышележащие терригенные и вулканогенные толщи рифея имеют четкие трансгрессивные контакты с этим ядром, но сами они, как и граниты, метаморфизованы в зеленосланцевой фации, т.е. не участвуют в формировании достаточно четкого классического термального купола [42, 64].

В Харбейском антиклинории “ядро”, метаморфизованное в амфиболитовой фации и диафторированное на уровне зеленосланцевой, демонстрирует, согласно одной из наиболее правдоподобных версий [38], фрагменты термальной зональности в пределах париквасьшорской свиты, разделяющей два купола; однако же трансгрессивно залегающие породы сланцевого обрамления (няровейская серия) метаморфизованы в зеленосланцевой фации. Таким образом, и здесь нет простой схемы термального купола: картина осложнена разломной тектоникой и трансгрессивными перекрытиями (может быть, предпалеозойским и/или более древним метаморфическим несогласием). Неясности со стратиграфией не позволяют к тому же восстановить однозначную картину.

Тем не менее, можно достаточно уверенно говорить о проявлениях *сиалического плутонометаморфизма* в позднем протерозое на территории западного склона Урала и, в частности, на рубеже протерозоя и палеозоя (судя по данным абсолютного возраста, спад тектонической активности и остывание продолжались и в начале кембрия). Одновременно имели место и самостоятельные проявления *зеленосланцевого* регионального метаморфизма. Аналогичные явления имели место и в Тиманском антиклинории [79].

Встает вопрос: почему же на западном склоне Урала не произошло полного повторения сиалического плутонометаморфизма в палеозое? Причина, скорее всего, в том, что в позднем докемб-

рии коллизия непосредственно следовала за последними событиями рифтового магматизма; тепловой поток, вероятно, был аномально высоким; иногда, как в случае с Малопаатокским гранитным массивом, датировки рифтогенных магматитов весьма сближены с временем коллизии, а геологические данные говорят о том, что вулканические излияния комагматов этих гранитов по возрасту непосредственно предшествуют молассе [91]. В палеозое на западном склоне Урала эта ситуация не повторилась.

МЕТАМОРФИЗМ ПАЛЕОЗОЙСКОГО ТЕКТОНИЧЕСКОГО ЦИКЛА

Современные представления о палеозойском развитии Урала с позиции тектоники литосферных плит подытожены в работах последних лет [68, 102]. Было показано, что палеозойский цикл Вильсона начался на Урале эпиконтинентальным рифтогенезом на окраине Восточно-Европейского континента в позднем кембрии – раннем ордовике. В раннем же ордовике этот процесс перерос в океанский спрединг, приведший к образованию Уральского палеоокеана. Процессы спрединга (отчасти задугового) и образования офиолитов продолжались с ордовика по средний карбон, существуя с субдукцией, направленной под новообразованный и быстро аккретировавший Казахстанский континент. В позднем девоне началась коллизия активной окраины Казахстанского и пассивной – Восточно-Европейского (Еврамерийского) континентов, последовательно распространявшаяся от Южного к Полярному Уралу. В каменноугольно-пермское время этот процесс привел к образованию Уральского орогена и варисской складчатой области.

Вышеизложенная схема может послужить основой для анализа размещения палеозойских метаморфических комплексов, при наличии достаточно надежных данных об их конкретной структуре, составе и возрасте.

Едва ли не наиболее сложным является вопрос о том, какие метаморфические процессы сопровождали континентальный рифтогенез. Как нами отмечалось [21, 67], континентальный рифтогенез может сопровождаться симатическим плутонометаморфизмом высоко нагретых диапироидных мантийных блоков. Близкий механизм на Урале был предложен для объяснения образования пироксенит-эклогит-амфиболит-сланцевой ассоциации восточного обрамления Уфалейского массива [8, 9]. Было высказано предположение, что весь комплекс пород ассоциации возник в мантии, в условиях $P > 30$ кбар, $T > 900^\circ\text{C}$ и впоследствии испытывал, на фоне рифтогенеза последовательные регрессивные метаморфические, метасоматические и структурные преобразования на мантийном и затем коровом уровне. При этом происходило

разуплотнение комплекса, его мигматизация, превращение в мегамеланж и в конечном итоге – обдукция на рифейско-палеозойские образования палеоконтинентального сектора Урала в виде бескорневых пластин.

Несмотря на привлекательность данной концепции, заполняющей “пустую графу” в предлагаемой схеме геодинамических типов метаморфизма, вряд ли следует спешить безоговорочно ее принимать без дополнительных исследований. Уфалейская высокобарическая ассоциация занимает структурное положение, аналогичное максютовскому комплексу, в котором также присутствуют породы, отвечающие “мантийным” *PT* условиям. Геодинамическая модель возникновения последнего будет рассмотрена ниже.

Породы офиолитовых комплексов, возникшие на Урале в процессе спрединга океанического дна, еще в течение этого процесса становились метаморфическими или были ими изначально, “по определению” – как мантийные гипербазиты реститовой природы [21].

В типичном случае в офиолитах и перекрывающих их островодужных сериях парадоксально сочетаются статический *зеленокаменный метаморфизм* верхних вулканических частей разреза, отвечающий пренит-пумпеллиитовой и зеленосланцевой фациям, и ярко выраженный динамический метаморфизм низов, связанный с интенсивным пластическим течением в условиях гранулитовой фации (“мантийные тектониты”, *симатический пангранулитовый метаморфизм*). Такая разница в уровне метаморфизма свидетельствует об аномально высоком термальном градиенте и резко дифференцированном характере движений на разных уровнях океанической литосферы как в самом океане, так и при транспортировке ее фрагментов на континентальную кору и может рассматриваться как материальное свидетельство тектонической расчлененности литосферы. На верхних более холодных уровнях деформации сосредоточиваются в узких зонах (в океанической коре это разломы рифтовых долин и трансформных зон). В нижних горячих и высокопластичных – они распределяются в широких зонах или по всему объему породы.

Зеленокаменный метаморфизм [39, 57] развит на Урале в пределах Тагило-Магнитогорской зоны и проявляется не только в вулканитах, но и в габброидах (уралитизация пироксенов, сосюритизация плагиоклаза) и гипербазитах (петельчатая серпентинизация), занимавших в некоторых случаях аномально высокое положение в реальном разрезе офиолитов.

Урал – классическая область развития зеленокаменного метаморфизма. Масштабы его проявления на Урале исключительны для палеозойских складчатых областей. Возможно, это связано с симатическим, “реликтовым”, характером

современной земной коры Тагило-Магнитогорской зоны [58], а также с тем обстоятельством, что пластические деформации (сопровождаящие проявления метаморфизма зеленосланцевого типа) были сосредоточены преимущественно в зонах меланжа, ограничивающих и пронизывающих “зеленокаменные синклинии”. В настоящее время с достаточной надежностью установлено, что причиной зеленокаменного метаморфизма является конвективная передача тепла восстановленным флюидом в условиях малых глубин. С этим же процессом связано и образование колчеданного оруденения [22]. Применение различных методов, в частности, термодегазации в вакууме, позволяет нащупать пути преимущественного проникновения флюидов и наметить участки, наиболее перспективные на обнаружение месторождений [10].

История метаморфических процессов в нижних частях офиолитовых серий обычно значительно более сложна и длительна. В самом общем виде основная тенденция этих процессов в офиолитовых массивах складчатых поясов заключается в последовательности фаз ретроградного метаморфизма со снижением его уровня в каждой последующей фазе [84, 92, 97]. Это связано с тем, что метаморфизм происходил на фоне остывания массива и снижения литостатического давления при выведении массива в верхние уровни коры. Другая тенденция прослеживается в породах, окружающих массив при его перемещении (такими породами могут быть как “другие” офиолиты, так и любые другие комплексы, например, принадлежащие континентальной окраине). Она выражается в прогрессивном зональном метаморфизме, связанном с термальным воздействием разогретого массива (ядра) и пластическими деформациями, сопровождающими его тектонические перемещения. Такой метаморфизм, в случае, если речь идет о латеральном тектоническом перемещении (в частности, обдукции офиолитов), получил название *подошвенного*, или *транспортного*, и представляет собой один из вариантов *плутонометаморфизма*.

Анализируя историю метаморфизма офиолитовых массивов, можно попытаться увязать его последовательные стадии с соответствующей сменой геодинамических обстановок, воздействовавших на литосферу. Такая попытка была сделана нами на примере офиолитового массива Рай-Из [86]. Результаты, впоследствии несколько скорректированные, изложены здесь в кратком схематичном виде.

В строении массива и его окружения можно выделить четыре независимых комплекса, отделенных поверхностями пологих надвигов (снизу вверх, рис. 3):

I. Палеозойские осадки, принадлежащие пассивной континентальной окраине и документирующие

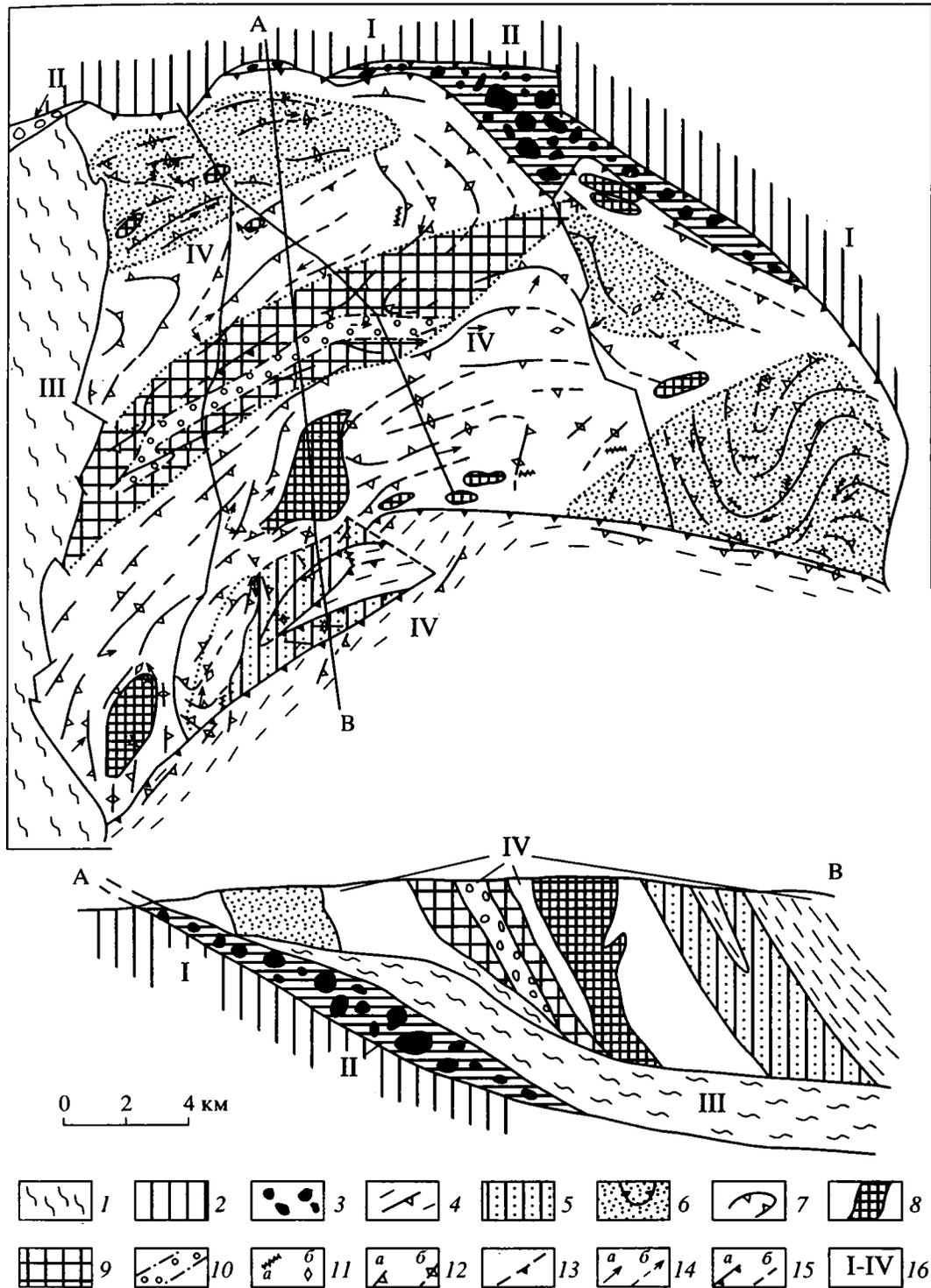


Рис. 3. Структурно-геологическая схема Райзского гипербазитового массива (см. рис. 1) [86, с изменениями].

1 – метаморфизованные палеозойские(?) породы офиолитовой ассоциации; 2 – палеозойские батинальные осадки; 3 – серпентинитовый меланж; 4 – габброиды (собский комплекс); 5 – 7 – комплексы: 5 – “полосчатый”, 6 – лерцолит-гарцбургитовый, 7 – дунит-гарцбургитовый; 8 – дуниты; 9 – зона порфиробластических (“вторичных”) гарцбургитов; 10 – оливин-энстатитовые породы, энстатититы, сагвандиты, гранатовые амфиболиты, возможно, эклогиты; 11 – жилы: *a* – клинопироксенитов, *b* – габброидов (плагноклазиты); 12 – 14 – ориентировка: 12 – полосчатости в гипербазитах и габбро, *a* – наклонные, *b* – близвертикальные, 13 – то же, предполагаемое, 14 – агрегатной и минеральной линейности: *a* – ранней, *b* – поздней (длинные стрелки соответствуют пологим углам падения, 0 - 30°); 15 – разломы: *a* – надвиги, *b* – сбросы; 16 – тектонические комплексы, упомянутые в тексте.

три главных этапа ее развития [66]: а) поздний кембрий – ранний ордовик, время заложения окраины в результате рифтогенеза, сопровождаемого образованием мощных терригенно-вулканогенных осадков; б) средний ордовик – ранний карбон, время тектонической паузы и преимущественно глубоководного конденсированного осадконакопления на периферии пассивной окраины; в) ранний карбон – начало перми, время заполнения остаточной глубоководной впадины флишеидными осадками, терригенный материал которых поступал с размываемых пород восточного склона Урала, включая офиолиты. Изменения осадков невелики, обычно в пределах глубинного катагенеза–метагенеза, и не связаны с влиянием Райизского массива.

II. Батиальный комплекс перекрывается серпентинитовым меланжем [13], содержащим блоки офиолитов, метаморфизованных в различной степени, в том числе в эклогит-глаукофансланцевой фации.

III. Меланж перекрывается серией метаморфических сланцев хараматолоуской свиты, включающей, главным образом, апобазальты и углеродистые серицит-кварцевые сланцы, метаморфизм которых изменяется от зеленосланцевой фации на северо-западе до амфиболитовой на юго-востоке, вблизи массива (т.е. зональность инвертирована: метаморфизм в пластине нарастает снизу вверх). Присутствие серпентинитовых протрузий, колчеданного оруденения и даже (в небольшом количестве) глаукофановых сланцев подчеркивает сходство комплекса с максютовским и позволяет относить его к метаофиолитам.

IV. Верхнее положение в серии пластин занимает собственно Райизский массив, образующий хорошо сохранившуюся нижнюю часть стандартного офиолитового разреза (гипербазиты, полосчатый комплекс, альпинотипные габбро). Верхняя, вулканогенная, часть разреза замещена тоналитами – комагматами известково-щелочных серий; к востоку и к западу от массива присутствие и океанических, и островодужных вулканизов устанавливается достаточно надежно.

Гипербазитовая часть массива представлена дунитами, гарцбургитами и лерцолитами [92], метаморфизованными в гранулитовой – зеленосланцевой фациях.

Структурно-петрологический анализ массива позволил наметить в его развитии следующие этапы.

1. Ордовик–силур. Поднятие мантийного диапира, частичное плавление мантии, предположительно в условиях гранулитовой фации низких давлений [17, 21, 78], с образованием океанических толеитовых базальтов и реститов грацбургит-лерцолитового состава. Появление полосча-

тости, параллельной своду диапира и осложненной лежащими складками волочения.

2. Ранний девон? (рис. 4, А). Этот этап метаморфизма проявляется более в рекристаллизации минералов и в изменении макроструктур, чем в изменении парагенезиса и состава безводных минералов, главным образом, оливина, энстатита и хромшпинелидов. Он связан с резкой сменой динамической ситуации, возможно, переходом от спрединга к субдукции, от растяжения к сжатию. В это время произошло формирование крупных складок, с амплитудой в первые километры; некоторые из них ориентированы перпендикулярно континентальной окраине.

3. Средний–поздний девон? (рис. 4, Б). Эта фаза метаморфизма имела место на меньших глубинах, после того, как мантийный материал был перемещен на субкоровый уровень и, возможно, включен в структуру островной дуги. Деформация сжатия выражается в образовании гигантской мегаскладки, с осью, ориентированной параллельно континентальной окраине. Пластическое течение, особенно интенсивное в оси мегаскладки, сопровождалось здесь формированием сжатых и изоклинальных складок и осуществлялось на фоне образования порфиорокластических, мозаичных и др. микроструктур. Частичное плавление на этой стадии вело к появлению крупных картируемых дунитовых тел с жилами и линзами хромитов. Этап завершился полной рекристаллизацией гарцбургитов вблизи осевой плоскости мегаскладки, возможно, при участии флюида, вдоль наиболее проницаемой зоны дробления. Перекристаллизация, выразившаяся в образовании вторичной энстатитовой полосчатости, протогранулярных петроструктур, гигантских энстатитовых “солнц”, происходила, по разным оценкам, в интервале 700 – 890°C.

4. Поздний девон–ранний карбон? Этот этап отвечает переходу от субдукции к коллизии; метаморфические изменения происходили на коровом уровне при постепенно снижающейся температуре и характеризовались сменой восстановительной обстановки на окислительную и присутствием воды. На этой стадии в пределах массива образовались зоны пластического течения с последовательным развитием как массивных диафоритов, так и бластомилонитов амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций (см. рис. 4, В, Г). Одновременно (в начале этапа?) происходило формирование офиолитового дуплекса (скупивание океанической коры, образование аккреционной призмы). При этом нижняя офиолитовая пластина метаморфизовалась в условиях от зеленосланцевой (внизу) до амфиболитовой (вверху) фации. Источник тепла, вызвавшего этот метаморфизм с инвертированной зональностью, – надвигающаяся горячая пластина массива Рай-Из. Офиолиты

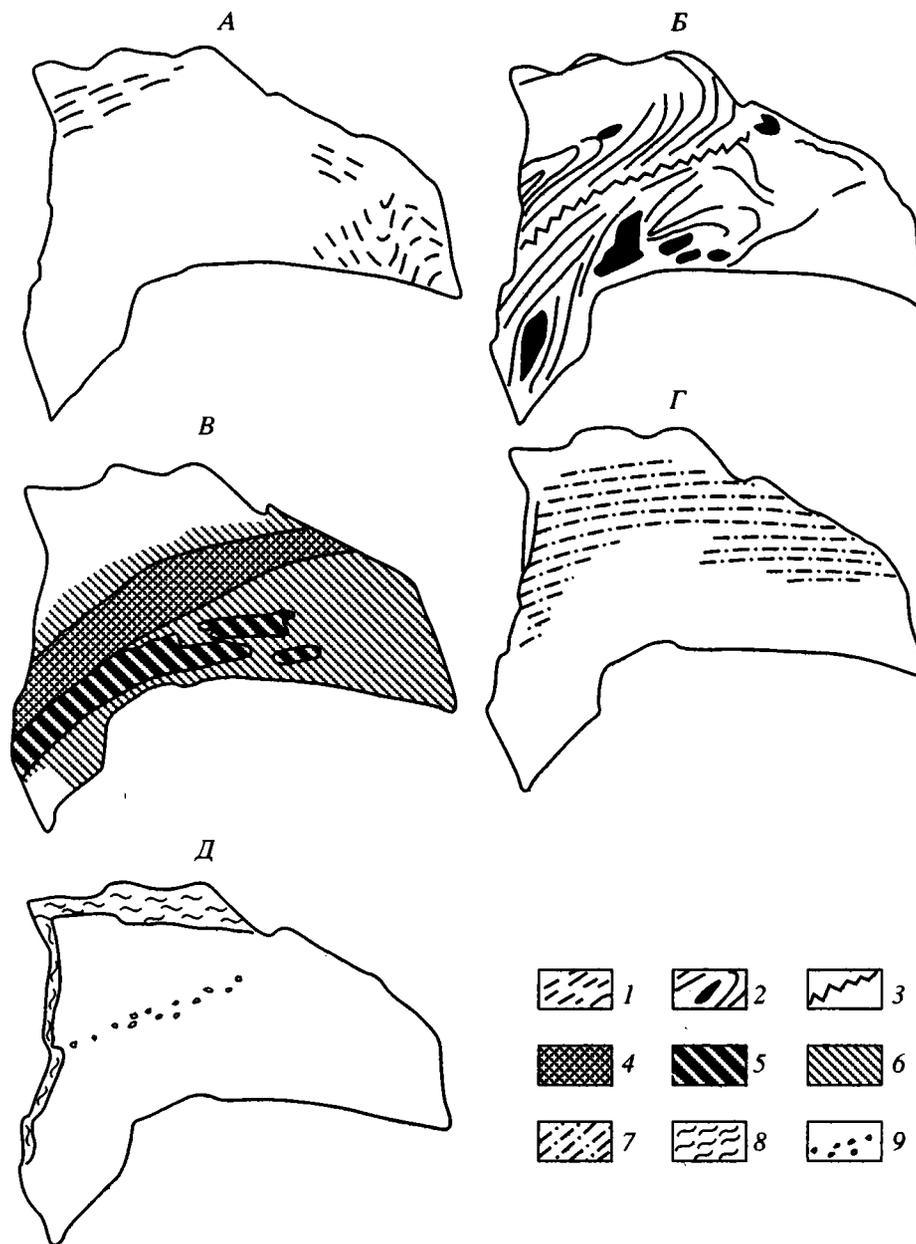


Рис. 4. Этапы метаморфизма Райзского массива в вещественных проявлениях, по [86], с изменениями.

1 – лерцолит-гарцбургитовый комплекс; 2 – дунит-гарцбургитовый комплекс (черные пятна – крупные тела дунитов); 3 – зона разлома (зона проницаемости), определяющая размещение форстерит-энстатитовых пород, оливинитов, энстатитов; 4 – энстатит-форстеритовые породы, часто магнезиокуммингтонитсодержащие; 5 – магнезиокуммингтонит-энстатит-оливиновые, магнезиокуммингтонит-тальковые породы; 6 – оталькованные гарцбургиты и дуниты; 7 – тремолит-оливин-антигоритовые породы (в том числе сланцеватые), 8 – антигоритовые и брусит-антигоритовые серпентиниты; 9 – сагвандиты. Этапы А – В описаны в тексте.

еще более глубоких уровней аккреционной призмы испытали эклогит-глаукофансланцевый метаморфизм и в настоящее время сохранились в виде глыб в меланже.

5. Карбон–пермь. Райзский массив занял свое современное положение в ходе континентальной коллизии; его границы обозначены зонами зеленосланцевого метаморфизма (см. рис. 4, Д). Воз-

ник серпентинитовый меланж, а центральная метаморфическая зона была подчеркнута образованием сагвандитов.

Таким образом, метаморфизм офиолитов можно в определенных случаях рассматривать как суммарный результат тектонических процессов, проходивших последовательно в обстановке спрединга, субдукции и континентальной коллизии.

Тепловая энергия, сосредоточенная в офиолитовом массиве, обеспечила в рассмотренном случае не только ретроградный метаморфизм самого массива, но и прогрессивный – нижележащей пододвинутой пластины.

Как уже упоминалось, прогрессивная ветвь этого процесса может быть названа подошвенным метаморфизмом. Примеры его приводились и ранее. Так, было показано [53], что типичная структурная форма уральских офиолитов напоминает гигантскую лежащую складку или гусеницу трактора, причем нижняя ее часть метаморфизована сильнее, чем верхняя. Недавние детальные исследования [20] на Войкаро-Сыньинском массиве в целом подтвердили идею лежащей складки, или “гусеницы”, хотя в действительности структура здесь оказалась более сложной: предполагается, что офиолитовая “складка” была надвинута здесь на массив неальпинотипных высокостроенцевых оливиновых габбро, превращенных в кристаллические сланцы гранулитового уровня метаморфизма.

Необычным примером *симатического плутонометаморфизма* является комплекс метаморфических явлений, связанных с Платиноносным поясом [19, 32]. Этот пояс представляет собой достаточно уникальное образование, и уже поэтому можно ожидать, что трактовка его тектонической природы не должна полностью укладываться в стандартный набор типов и последовательностей геодинамических обстановок, с помощью которых обычно описывается история складчатых поясов. Платиноносный пояс – это цепочка массивов кристаллических пород гипербазит-габбрового состава, отличающихся по деталям строения и геохимии от нижних членов стандартного офиолитового разреза, подстилающих диабазы, базальты и глубоководные осадки. Не вдаваясь в детали вещественной характеристики этих массивов, широко освещенные в литературе, необходимо отметить, что обычно исследователи выделяют в них два разнородных комплекса: “эпидунитовый” (дунит-клинопироксенит-габбровый) и “эпигаббровый”, с реликтами первичных офитовых двупироксеновых габбро-норитов. Наиболее поздними магматическими образованиями являются интрузии I-гранитов. Гарцбургиты отсутствуют. Породы эпидунитового комплекса образуют незамкнутые кольцевые, воронкообразные, овальные структуры, контуры которых произвольно обрваны очертаниями массивов. Этот факт, как и отсутствие апофиз более молодых комплексов в раме массивов, говорит в пользу предположения о том, что внедрение этих массивов происходило после окончательного формирования образующих их пород, при движении вверх в твердопластичном состоянии.

Показано, что породы эпидунитового комплекса испытали равновесный гранулитовый метаморфизм при температуре, не превышающей 700 - 800°C, и давлении до 0.7 гПа [19], что по глубине может соответствовать базальтовому слою коры переходного (островодужного) типа. К моменту внедрения в верхние горизонты земной коры эти породы все еще сохраняли высокую температуру, так же, как и более молодые заведомо магматические образования. Эти разогретые массы в процессе подъема и внедрения сыграли роль агента теплопереноса и вызвали зональный метаморфизм рамы с последовательной сменой от контактовых роговиков через амфиболиты к зеленым сланцам. При этом метаморфизму подверглись вулканиты, принадлежавшие не только офиолитам (океанической коре), но и островодужным комплексам [32]. По сути дела, Платиноносный комплекс представляет собой уникальное “окно” в нижнюю или среднюю часть коры островодужного типа.

По геофизическим данным [58, 85], массивы Платиноносного пояса обнаруживают тесные пространственные связи с комплексом предположительно базит-гипербазитового состава, подстилающим вулканогенные зеленокаменные толщи на глубинах 7 - 9.5 км. Этот комплекс трактуется как верхняя часть базальтового слоя и фигурирует в литературе как вулcano-плутонический, с фрагментами протоокеанической коры, или как габбро-гипербазитовый слой меланократового основания. Этот слой контактирует с толщами Центральноуральского поднятия по надвиговой зоне Главного Уральского разлома, падающей к востоку под углом 30° - 45°. В связи с этим западное крыло антиформной структуры Платиноносного пояса более крутое и нарушенное, чем восточное, и сами массивы на глубине подстилаются более легкими докембрийскими породами лежащего крыла надвиговой зоны. Однако последние черты отвечают наложенной коллизионной структуре Урала.

Особенности строения Платиноносного пояса, отраженные на геологических картах, позволяют предполагать, что, в отличие от альпинотипных массивов, таких, как Рай-Из, механизм внедрения массивов не был связан с выдвиганием в верхние горизонты земной коры тектонических пластин базальтового слоя по надвигам. Нарисовать такие пластины и как-либо обосновать их существование не удастся, и, таким образом, ни субдукционный, ни коллизионный механизмы в чистом виде не проходят. Нереален и механизм диапиризма, связанного с плотностной инверсией: плотность внедрявшихся масс заметно выше плотности вмещающих пород. Более вероятным кажется механизм рифтогенеза [19, 32, 58], сопряженного с “принудительным” диапиривно-протрузивным поднятием фрагментов еще не остывшего базальтового

слоя недавней островной дуги над выступом неглубоко залегающей астеносферы – “разуплотненной мантии”. Или, что менее вероятно, но довольно близко, механизм “тектонической эрозии” в условиях растяжения, когда более низкие горизонты коры обнажаются в результате отслоения верхних горизонтов и образования в них крупноамплитудных листрических сбросов.

Время этого процесса не вполне ясно: по геологическим данным, он не древнее лландовери. Верхняя граница не определяется геологическими данными, а вполне надежных изотопных определений возраста для пород Платиноносного комплекса пока не получено. Можно все же упомянуть определения возраста клинопироксенитов Светлогорского массива по флогопитам К–Аг методом и изохронные датировки габбро-норитов Кумбинского массива по монофракциям в интервале 415 - 432 млн. лет (силур, время окончательного становления эпидунитового и эпигаббрового комплексов в базальтовом слое коры) и изохронные К–Аг датировки роговиков окружения Кумбинского массива (350 - 332 млн. лет, ранний карбон, время рифтогенеза и метаморфизма рамы?) [26, 93]. В последующем коллизионный процесс привел к надвиганию меланократовых комплексов западного крыла Тагильской зоны, вместе с массивами Платиноносного пояса, на древние сиалические комплексы Центральноуральской мегазоны и к возникновению современной структуры.

Как уже отмечалось, Урал является классическим регионом развития *эклогит-глаукофансланцевого метаморфизма*, проявления которого образуют пояс длиной 2000 км. При этом особенно пристальное внимание исследователей традиционно привлекает сегмент этого пояса, обнаженный на хр. Урал-Тау (максютковский комплекс). В 1993 г. ему были посвящены по крайней мере три публикации за рубежом [94, 99 и др.]. Дополнительной причиной усиления интереса к этому комплексу и его аналогам в других районах Урала были находки таких высокобарических минералов, как коэсит и алмазы [33, 95], позволяющие предполагать мантийные условия их формирования и требующие корректировки геодинамических моделей для объяснения их природы. Совсем недавно материалы по геологии максютовского комплекса и его регионального окружения были также проанализированы в работах [24, 69], краткое содержание которых приводится ниже.

Новые находки палеозойской фауны в суваньякском и максютовском комплексах, слагающих хр. Урал-Тау, поставили вопрос о коренном пересмотре их стратиграфии, а как следствие и тектоники. Находки брахиопод, конодонтов, гистрихосфер, граптолитов и акритарх в различных частях и на различных уровнях мощного разреза суваньякского комплекса говорят о его принадлежност-

ти, по крайней мере, в основном, ордовика и силуру (данные о присутствии значительных по мощности кембрийских отложений пока не вызывают доверия); нижний, средний девон и фран представлены преимущественно разрезами сокращенной мощности, согласно перекрытыми зилайскими граувакками. Таким образом, суваньякский комплекс представляет собой преимущественно нижнюю часть разреза батиальных отложений, маркирующих пассивный край палеозойского континента.

Не менее важны находки конодонтов в верхней, карамалинской, свите максютовского комплекса [23]. Две из них имеют плохую сохранность, но, безусловно, говорят о палеозойском возрасте свиты. Единственная находка с определенными до вида конодонтами в одном из обнажений на широте с. Юлук датирует вмещающую толщу в интервале верхи силура – низы девона. Еще ранее были опубликованы данные о находках фауны на южном продолжении максютовского комплекса в Эбетинской антиформе [27], что послужило главным аргументом в пользу предположения о палеозойском возрасте всего максютовского комплекса [25]. Все эти данные и соотношения сами по себе оказывают разрушительное действие на традиционную стратиграфию комплекса (докембрий, разделенный на четыре свиты, первая из которых подозрительно похожа на третью, а вторая – на четвертую). Последнее же обстоятельство, – схожесть пар свит привело геологов-съемщиков ПО “Башкиргеология” и “Оренбурггеология” независимо друг от друга к переходу на двучленное деление максютовского комплекса, с выделением внизу преимущественно сиалических апоаркозовых толщ, а сверху – существенно базитовых, с широким развитием графитистых сланцев и протрузий серпентинитов. Следующим шагом в разрушении традиционной стратиграфии должно было быть обращение к давно уже высказывавшейся идее [12] о тектоническом характере взаимоотношений между метааркозами и метабазитами (метаофиолитами).

Представлений о шарьяжах невозможно избежать и при рассмотрении самых общих черт современной структуры Уралтауской зоны. На востоке она представлена преимущественно (кроме северного ее окончания) полосой развития максютовского комплекса и граничит с Магнитогорской зоной по Главному Уральскому разлому, выработанной зоной серпентинитового меланжа, которая имеет восточное падение (обычно около 30°) и мощность до первых километров. Меланж содержит глыбы осадочных, вулканогенных и интрузивных пород в возрастном интервале от ордовика до карбона включительно, принадлежащих Сакмаро-Вознесенской фациальной зоне. На западе максютовский комплекс граничит с суваньякским по Янтышевско-Юлукскому разлому,

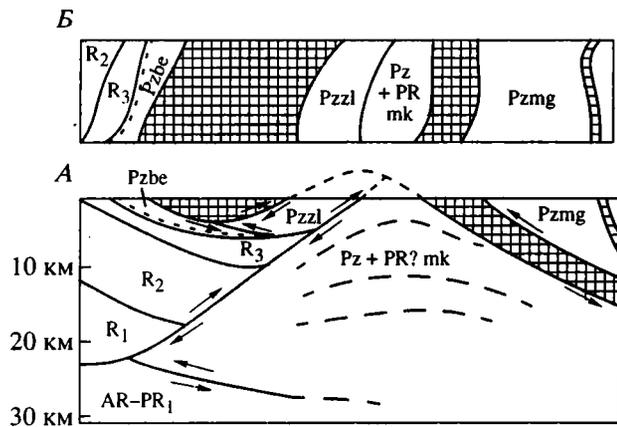


Рис. 5. А – Принципиальный геологический разрез через Кракинский аллохтон и Уралтаускую антиформу – А и упрощенная карта-лента на широте пос. Кага – Б. AR-PR – архейско-раннепротерозойский кристаллический комплекс; R₁, R₂, R₃ – отложения нижнего, среднего и верхнего рифея; палеозойские: PZ be – отложения шельфа (бельско-елецкие), PZ pl – батальные отложения (зилаиро-лемвинские), PZ mg – океанические и эпиконтинентальные комплексы (магнитогорские); PZ + PR?mk – максютовский комплекс. Крестообразной штриховкой показаны палеозойские комплексы Кракинского аллохтона и зоны Главного Уральского разлома.

имеющему западное падение и подчеркнутому тектонизированными серпентинитами, местами также имеющими, по-видимому, характер меланжа. Структура суваякского комплекса характеризуется линейной складчатостью; зеркало складок понижается к западу, обозначая плавный переход в восточное крыло Зилаирского синклиория. Присутствие палеонтологически датированных силурийско-нижнедевонских пород совершенно различного фациального облика в магнитогорском, сакмаро-вознесенском, максютовском и суваякском комплексах требует предположения об их тектоническом сближении по указанным разломам.

Профили МОВ, ОГТ, Троицкий профиль ГСЗ, пересекающие зону Урал-Тау, указывают на антиформный характер ее структуры, с осью в полосе развития максютовского комплекса. По данным интерпретации Троицкого профиля [74], эта антиформа выполаживается с глубиной, образуя в разрезе клин, как бы внедрившийся на запад, под область развития суваякского комплекса, и, возможно, имеет характер “вдвиговой” структуры (рис. 5).

В качестве предварительного итога можно предложить следующую модель формирования структуры зоны Урал-Тау. Мы допускаем, что максютовский комплекс имеет аккреционный характер и возник в результате шарьирования палеозойского офиолитового комплекса на сиалический

комплекс неясного (возможно, докембрийского) возраста (микроконтинент, террейн). Шарьирование сопровождалось глаукофансланцевым метаморфизмом или предшествовало ему. Допуская, что изотопный возраст фенгитов из глаукофановых сланцев (400 ± 20 млн. лет К–Аг методом; 377.7 ± 3.83 ; 387.9 ± 4.0 ; 372.9 ± 3.8 млн. лет ^{39}Ar – ^{40}Ar методом [64, 94]) отражает геологический возраст метаморфизма, мы можем увязать его лишь со временем заложения или начальными стадиями аккреции во фронтальной части островной дуги в Магнитогорской зоне. Коллизия этой дуги с небольшим микроконтинентом могла обеспечить как образование вышеуказанного шарьяжа, так и выведение на поверхность глаукофансланцевого комплекса вследствие плавучести микроконтинента (рис. 6). Позже, в эпоху позднепалеозойской континентальной коллизии, Уралтауский блок сохранил приподнятое положение, приобретя в условиях сжатия вид антиформы, подчеркнутой встречными высокоамплитудными зонами Главного Уральского и Янтышевско-Юлукского разломов (последний может рассматриваться как ретрошарьяж).

Аналогичная схема строения районов развития эклогит-глаукофансланцевого метаморфизма (микроконтинент с шарьированными на него офиолитами) применима, по-видимому, при интерпретации структуры Неркаюского [34] и Марункеуского [89, 90] комплексов [см. также 68]. В ряде других случаев такой вариант не очевиден; вполне возможно образование глаукофансланцевого комплекса при коллизии континент–континент [63, 101].

В заключение рассмотрим некоторые черты *сиалического плутонометаморфизма* завершающего этапа развития Урала – общей, континентальной коллизии, когда столкновение Евразийского и Казахстанского континентов привело к скучиванию континентальной коры, орогению и созданию Уральского складчатого пояса. Уже отмечалось, что автор с большим сомнением относится к выводу о повторном палеозойском зональном метаморфизме в пределах плутонометаморфических комплексов доуралид западного склона Урала. Даже для Уфалейского комплекса предполагаемое присутствие палеозойских отложений в зональных метаморфитах сланцевого обрамления [35] требует дополнительных геологических доказательств, а результаты статистической обработки К–Аг датировок не могут считаться корректным доказательством этого тезиса; массовое палеозойское омоложение может быть результатом регионального зеленосланцевого метаморфизма.

В палеоокеаническом же секторе Урала зональные высокотемпературные метаморфические комплексы палеозойского возраста развиты

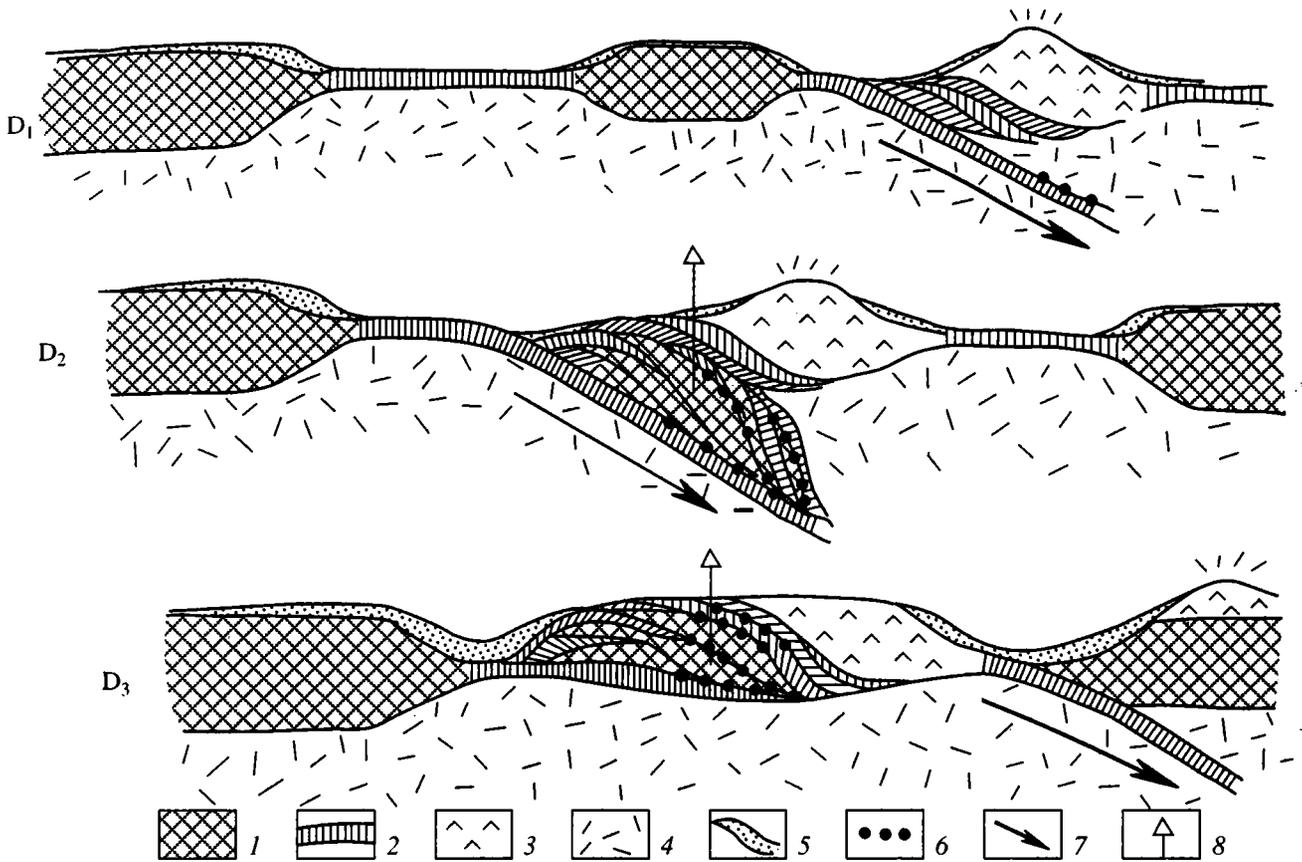


Рис. 6. Модель формирования максютовского комплекса.

1 - 3 - кора: 1 - континентальная, 2 - океаническая, 3 - островодужная и вулканогенные комплексы андийского типа; 4 - мантия; 5 - осадочные отложения; 6 - проявления эклогит-глаукофансланцевого метаморфизма; 7, 8 - направления: 7 - субдукции, 8 - всплывания микроконтинентального блока.

широко, что связано с его большей энергонасыщенностью в это время. Но морфологически правильно очерченных куполов с полной метаморфической зональностью здесь почти нет: они либо деформированы, либо представлены фрагментами, либо не выявляются. Это может быть связано как с интенсивными наложенными деформациями, так и с реализацией, наряду с диапировым, также подошвенного сиалического метаморфизма, связанного с надвиганием разогретых пластин континентальной коры по высокоамплитудным разломам.

Типовым плутонометаморфическим комплексом восточного склона Урала, указывающим на значительную роль диапиризма, можно считать метаморфиты, развитые в Сысертско-Ильменогорском антиклинории, имеющем в плане гантелеобразную форму; его структура может рассматриваться как купол, пережатый выступом континентальной окраины. В ядерной осевой части структуры находится узкий сиалический блок (селянкинская свита), с реликтами древних (2.3 млрд. лет) пород гранулитовой фации [51], многократно ретроградно преобразованных в те-

чение протерозоя и палеозоя. Выше залегает ильменская серия, отделенная от селянкинского блока blastsмилонитами и линзами метагипербазитов. Серия представлена мигматитами и кристаллосланцами амфиболитовой фации. В свою очередь, она перекрывается сайтовской серией, представленной зонально метаморфизованными толщами, превращенными в плагиосланцы, амфиболиты, графитистые кварциты и др., с серпентинитовым метамеланжем в основании. Выше залегают достоверно палеозойские океанические и островодужные отложения.

Геохимия ильменской и сайтовской серий указывает на принадлежность их коре океанического или переходного типа [51, 76], а возраст дискусионен: определения абсолютного возраста первоначально давали возможность говорить об их принадлежности протерозою; в подтверждение рифейского возраста сайтовского комплекса приводились сведения о находках микрофитофоссилий [51, 60]. Однако до сих пор не были опровергнуты данные о находках палеозойской макрофауны на южном периклинальном замыкании купольной структуры [35, 88]; в последнее же время новые

более достоверные изотопные исследования указывают на вероятный поздненевендско-раннекембрийский (580 ± 20 млн. лет) возраст субстрата и более определенно – на палеозойский возраст регионального метаморфизма, сопровождаемого образованием гранитов [80]. Допустимо предположить, что образование Ильменогорско-Сысертской структуры связано со скучиванием коры на коллизионном этапе, с многократным шарьяжным перекрытием и глубоким тектоническим захоронением сиалического блока, с последующим разогревом последнего, его диапировым всплыванием и образованием зонального метаморфического комплекса, который был деформирован, “сплюснен” на заключительных стадиях позднепалеозойской континентальной коллизии.

Подобная модель с определенными ограничениями применима к палеозойским метаморфическим комплексам Челябинско-Суундукской и Восточно-Мугоджарской зон, в основании которых лежат древние сиалические блоки [11, 35, 45, 59]. Многие исследователи, основываясь на не вполне надежных данных абсолютного возраста, большое значение придают каледонскому этапу метаморфизма. Однако изучение автохтонного чехла Восточно-Мугоджарского блока позволяет говорить о том, что, начиная с ордовика по средний девон включительно, он переживал период спокойного погружения, не сопровождаемого активным вулканизмом и метаморфизмом [68]. Лишь с позднего девона, и в особенности в течение позднепалеозойского коллизионного скучивания, происходило перекрытие сиалических блоков аллохтонными пластинами коры океанического и переходного типа, частично сохранившимися от эрозии и в настоящее время. Палингенез в низах коры новообразованного орогена привел к формированию калий-натровых гранитов, характерных для “гранитной оси” Урала [73], и, по-видимому, к региональному сиалическому плутонометаморфизму указанных зон в позднем палеозое. Особенности этого метаморфизма требуют дальнейшего изучения и, в частности, постановки надежного изотопного датирования как гранитов, так и метаморфических пород. Недавние результаты структурного изучения такого крупного и, казалось бы, хорошо изученного гранитного массива, как Джабыкский (материалы П. и Е. Банк-виц), делают правомерной постановку его изучения в качестве метаморфического комплекса.

Исследования проводились при финансовой поддержке Фонда фундаментальных исследований РАН, проект 93-05-14033.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев А.А. Предордовикское метаморфическое несогласие на Урале и его палеотектоническая интерпретация // Ежегодник-93. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1994. С. 9 - 11.
2. Алексеев А.А., Алексеева Г.В. Минералогия белорецкого метаморфического комплекса: геологические следствия // Региональная минералогия Урала. Т. 1. Свердловск: УрО РАН СССР, 1990. С. 90 - 91.
3. Алексеева Г.В., Алексеев А.А. Кианит в шлихах из русловых отложений водотоков Маярдакского антиклинория и его геологическое значение // Ежегодник-93. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1994. С. 88 - 90.
4. Алмаев В.А., Афанасьев В.А., Бессмертная Е.К. Тектоническая позиция метаморфических комплексов Приполярного и Северного Урала // Геология метаморфических комплексов. Свердловск: Горн. ин-т, 1989. С. 58 - 62.
5. Анфимов Л.В. Природа постдиагенетических изменений рифейских осадочных пород Башкирского антиклинория на Южном Урале // Ежегодник-1985. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1986. С. 4 - 25.
6. Анфимов Л.В., Крупенин М.Т., Демчук И.Г., Намова В.М. Глинистые породы рифейских отложений на Южном Урале как индикаторы позднепротерозойского лито- и рудогенеза // Ежегодник-1986. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1987. С. 27 - 29.
7. Анфимов Л.В., Пучков В.Н., Крупенин М.Т. Литогенез песчаников в раннем неогене на юге Башкирского мегантиклинория // Ежегодник-88. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1989. С. 30 - 31.
8. Белковский А.И. К природе “эвгеосинклинальных” образований восточной части Уфалейского блока // Докембрийские вулканогенно-осадочные комплексы Урала. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1986. С. 60 - 69.
9. Белковский А.И. Симплектит-эклогиты среднего Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1989. 190 с.
10. Бобохов А.С., Бобохова Р.Б., Горожанин В.М., Мичурин С.В. Термогазогеохимические и изотопные поисковые критерии колчеданного и золото-сульфидного оруденения. Уфа: АН РБ, 1993. 23 с.
11. Болтыров В.Б. Каледоно-варисский цикл регионального метаморфизма палеозойской геосинклинали Урала // Геология метаморфических комплексов Урала. Свердловск: Горный ин-т, 1973. Вып. 2. С. 11 - 27.
12. Вализер П.М., Ленных В.И. Амфиболы голубых сланцев Урала. М.: Наука, 1988. 202 с.
13. Дергунов А.В., Казак А.П., Молдаванцев Ю.Е. // Серпентинитовый меланж и структурное положение гипербазитового массива Рай-Из (Полярный Урал) // Геотектоника. 1975. № 1. С. 28 - 34.
14. Добрецов Н.Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 423 с.
15. Добрецов Н.Л., Кейльман Г.А., Минкин Л.М., Молдаванцев Ю.Е. Метаморфические комплексы и пояса Урала // Метаморфические пояса СССР. Л.: Наука, 1971. С. 222 - 226.
16. Добрецов Н.Л., Молдаванцев Ю.Е., Казак А.П. и др. Петрология и метаморфизм древних офиолитов на примере Полярного Урала и Западного Саяна. Новосибирск: Наука, 1977. 221 с.

17. *Ефимов А.А.* Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 232 с.
18. *Ефимов И.А., Бурд Г.И.* Региональный метаморфизм, возраст и условия формирования некоторых пород докембрия Мугоджар // Сов. геология. 1970. № 11. С. 35 - 51.
19. *Ефимов А.А., Ефимова Л.П., Маезов В.И.* Тектоника Платиноносного пояса Урала: соотношение вещественных комплексов и механизм формирования структуры // Геотектоника. 1993. № 3. С. 34 - 46.
20. *Ефимов А.А., Потапова Т.А.* Тектоника нижней (метабазитовой) структурной единицы Войкарского офиолитового аллохтона на Полярном Урале // Геотектоника. 1990. № 5. С. 45 - 68.
21. *Ефимов А.А., Пучков В.Н.* О происхождении офиолитовой ассоциации. Свердловск: ИГГ УНЦ СССР, 1980. 64 с.
22. *Зайков В.В.* Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин на примере колчеданосных зон Урала и Сибири. М.: Наука, 1991. 206 с.
23. *Захаров О.А., Мавринская Т.М.* Новые палеонтологические данные о возрасте субстрата метаморфитов Уралтау // Ежегодник-93. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1994. С. 19 - 20.
24. *Захаров О.А., Пучков В.Н.* О тектонической природе максютовского метаморфического комплекса на Южном Урале: Доклад Президиуму УНЦ РАН. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1994. 30 с.
25. *Иванов К.С.* К вопросу о возрасте максютовского метаморфического комплекса // Метаморфогенная металлогения Урала. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1988. С. 64 - 66.
26. *Иванов О.К., Калеганов Б.А.* Калий-аргоновый возраст флогопитовых клинопироксенитов Светлоборского массива // Ежегодник-1991. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1992. С. 61 - 62.
27. *Иванов К.С., Пучков В.Н., Бабенко В.А.* Находки конодонтов и граптолитов среди метаморфизованных толщ на Южном Урале // Докл. АН СССР. 1990. Т. 310. № 3. С. 676 - 679.
28. *Иванов С.Н., Краснобаев А.А., Русин А.И.* Докембрий Урала // Докембрий в фанерозойских складчатых областях. Л.: Наука, 1982. С. 81 - 94.
29. *Иванов С.Н., Пучков В.Н., Иванов К.С. и др.* Формирование земной коры Урала. М.: Наука, 1986. 248 с.
30. *Иванов С.Н., Русин А.И.* Роль метаморфизма растяжения в формировании земной коры // Ежегодник-86. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1987. С. 43 - 48.
31. *Казак А.П., Казимирова Л.Х., Литвин П.А.* Глаукофансланцевый пояс Зауралья // Геология метаморфических комплексов. Свердловск: Горн. ин-т, 1989. С. 35 - 50.
32. *Каретин Ю.С.* Геологические аспекты метаморфизма в зоне Платиноносного пояса // Геология метаморфических комплексов. Свердловск: Горн. ин-т, 1976. С. 66 - 73.
33. *Карстен Л.А., Пальгуева Г.В., Шерстобитова Л.А., Пучков В.Н.* Акцессорные алмазы в зоне эклогитизации на Полярном Урале // Геология и магматизм Приполярного Урала. Сыктывкар: ИГ КНЦ РАН, 1993. 61 с.
34. *Карстен Л.А., Пучков В.Н.* Эклогиты Приполярного Урала // Геология метаморфических комплексов. Свердловск: Горн. ин-т, 1990. С. 54 - 63.
35. *Кейльман Г.А.* Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 189 с.
36. *Кейльман Г.А.* Классификационная система метаморфизма // Геология метаморфических комплексов. Свердловск: Горн. ин-т, 1983. Вып. 10. С. 13 - 18.
37. *Кейльман Г.А., Бутин В.В.* Геологические условия образования эклогитов и глаукофановых сланцев Урала. Свердловск, 1974. С. 3 - 8. (Тр. Горн. ин-та. Вып. 116).
38. *Кейльман Г.А., Бутин В.В., Подсосова Л.Л., Пономарев В.А.* К вопросу о геологическом строении осевой зоны Полярного Урала // Геология метаморфических комплексов Урала. Свердловск, 1973. 10 с. (Тр. Горн. ин-та. Вып. 91(II)).
39. *Кейльман Г.А., Зюлов К.К.* Изучение метаморфических комплексов. М.: Недра, 1989. 207 с.
40. *Кейльман Г.А., Нечехун В.М.* Главные типы регионального метаморфизма на Урале и проблемы их дальнейшего изучения // Метаморфизм горных пород Урала. Свердловск: Горн. ин-т, 1970. С. 3 - 7.
41. *Кейльман Г.А., Пучков В.Н.* Метаморфизм и геодинамика // Геотектоника. 1987. № 6. С. 20 - 28.
42. *Коптяев А.Ф.* Метаморфизм пород в восточном эндо- и экзоконтакте гранитного массива Мань-Хамбо (Приполярный Урал) // Метаморфизм горных пород Урала. Свердловск: Горн. ин-т, 1970. С. 96 - 99.
43. *Кориковский С.П.* Модели проградно-ретроградной метаморфической эволюции фанерозойских складчатых поясов // Тектоника и метаморфизм: Тез. докл. Москва: РАН, 1994. С. 6 - 10.
44. *Краснобаев А.А.* Проблемы геохронологии докембрия на Урале // Ежегодник-84. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1985. С. 26 - 30.
45. *Крылов Р.А., Закожурников В.П.* Геологическое строение и метаморфические фации Салдинского комплекса // Метаморфизм горных пород Урала. Свердловск: Горн. ин-т, 1970. С. 2 - 27.
46. *Ленных В.И.* Зональность и этапы метаморфизма, проявившегося в миогеосинклинальной области Южного Урала // Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. М.: Наука, 1966. С. 169 - 183.
47. *Ленных В.И.* Эклогит-глаукофановый пояс Южного Урала. М.: Наука, 1977. 160 с.
48. *Ленных В.И.* Метакоматииты тараташского комплекса // Докембрийские вулканогенно-осадочные комплексы Урала. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1986. С. 70 - 73.
49. *Ленных В.И., Вализер П.М., Пучков В.Н.* Глаукофановые сланцы и офиолиты северо-западного контакта Войкаро-Сынинского гипербазитового массива // Метаморфические породы в офиолитовых комплексах Урала. Свердловск: 1979. С. 3 - 31. (Тр. Ильменского заповедника).
50. *Ленных В.И., Краснобаев А.А.* Абсолютный возраст метаморфических пород // Петрология и желе-

- зородные месторождения тараташского комплекса. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 69 - 76.
51. *Ленных В.И., Краснобаев А.А., Кравцов А.И., Рассказова А.Д.* Ильмено-Вишневогорский комплекс Урала – тектонотип докембрия в фанерозойском складчатом поясе // Докембрий в фанерозойских складчатых поясах. Фрунзе: Илим, 1989. С. 13.
 52. *Ленных В.И., Панков Ю.Д., Петров В.И.* Петрология и метаморфизм мигматитового комплекса // Петрология и железорудные месторождения мигматитового комплекса. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 3 - 45.
 53. *Ленных В.И., Перфильев А.С., Пучков В.Н.* Особенности внутренней структуры и метаморфизма альпийских гипербазитовых массивов Урала // Геотектоника. 1978. № 4. С. 3 - 22.
 54. *Леонов М.Г.* Зеленосланцевый метаморфизм: опыт геодинамического анализа. М.: Наука, 1988. 134 с.
 55. *Леонов М.Г.* Структурные ансамбли покровно-складчатых зон. М.: Наука, 1993. 149 с.
 56. *Молдаваницев Ю.Е., Перфильев А.С.* Проявления метаморфизма в связи с глубинным разломом на Полярном Урале // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 4. С. 50 - 55.
 57. *Нечухин В.М.* Региональный зеленокаменный метаморфизм вулканогенных пород Баймакского района на Южном Урале // Метаморфизм горных пород Главной вулканической зоны Урала. М.: Наука, 1969. С. 5 - 200.
 58. *Нечухин В.М., Берлянд Н.Г., Пучков В.Н., Соколов В.Б.* Глубинное строение, тектоника, металлогения Урала. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1986. 107 с.
 59. *Огородников В.Н.* Метаморфизм пород Джабык-Карагайского метаморфического комплекса // Геология метаморфических комплексов. Свердловск: СГИ, 1980. Вып. 8. С. 110 - 116.
 60. *Парначев В.П., Петров В.И., Кузнецов Г.П. и др.* О строении и составе позднедокембрийских отложений Сысертско-Ильменогорской структуры (Южный Урал) // Докембрийские вулканогенно-осадочные комплексы Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР. С. 90 - 105.
 61. *Перфильев А.С.* Формирование земной коры Уральской геосинклинали. М.: Наука, 1979. 188 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 328).
 62. *Перчук Л.Л.* Метаморфизм, магматизм и геодинамика. М.: Наука, 1993. 190 с.
 63. *Петров Г.А., Пучков В.Н.* Главный Уральский разлом на северном Урале // Геотектоника. 1994. № 1. С. 25 - 37.
 64. *Пучков В.Н.* О характере контактов гранитоидного массива Мань-Хамбо с окружающими породами. Сыктывкар, 1968. С. 50 - 54. (Тр. ИГ Коми Фил. АН СССР. № 8).
 65. *Пучков В.Н.* Структурные связи Приполярного Урала и Русской платформы. Л.: Наука, 1975. 203 с.
 66. *Пучков В.Н.* Бативальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.
 67. *Пучков В.Н.* Тектонический контроль метаморфизма // Метаморфизм и метаморфические комплексы Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. С. 25 - 32.
 68. *Пучков В.Н.* Палеоокеанические структуры Урала // Геотектоника. 1993. № 3. С. 18 - 33.
 69. *Пучков В.Н.* Новые данные по геологии хр. Урал-Тау и проблема их геодинамической интерпретации // Ежегодник-93. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1994. С. 55 - 63.
 70. *Пучков В.Н., Карстен Л.А., Иванов К.С.* Состав и тектоническое положение эклит-глаукофановых комплексов Приполярного Урала // Докл. АН СССР. 1983. Т. 271. № 3. С. 676 - 680.
 71. *Пучков В.Н., Карстен Л.А.* Раннепротерозойские метаморфические комплексы Приполярного Урала // Ежегодник-1985. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1986. С. 25 - 27.
 72. *Пучков В.Н., Карстен Л.А.* Особенности процессов метаморфизма в ядре Хобеизской куполовидной структуры // Метаморфогенная металлогения Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. С. 70 - 73.
 73. *Пучков В.Н., Рапопорт М.Г., Ферштатер Г.Б., Ананьева Е.М.* Тектонический контроль палеозойского гранитоидного магматизма на восточном склоне Урала // Исследования по петрологии и металлогении Урала. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1986. С. 85 - 94.
 74. *Пучков В.Н., Светлакова А.Н.* Строение Урала в сечении Троицкого профиля // Докл. РАН. 1993. Т. 333. № 3. С. 348 - 351.
 75. *Пыстин А.М.* Александровский гнейсово-амфиболитовый комплекс // Вулканизм, метаморфизм и железистые кварциты обрамления тараташского комплекса. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 3 - 32.
 76. *Раевский А.Н.* Ортоамфиболиты сайтовского комплекса Сысертско-Ильменогорской структуры // Ежегодник-1985. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1986. С. 71 - 73.
 77. *Ревердатто В.В., Шеплев В.С., Полянский О.П.* Метаморфизм погружения и эволюция рифтовых впадин, модельное приближение // Тектоника и метаморфизм: Тез. докл. совещания. М.: ГИН РАН, 1994. С. 3 - 6.
 78. *Рингвуд А.Е.* Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
 79. Рифей и венд Европейского Севера СССР / *Гецен В.Г., Дедеев В.А., Акимова Г.Н.* Сыктывкар: ИГ КФАН СССР, 1987. 124 с.
 80. *Ронкин Ю.Л., Носков А.Г., Журавлев Д.З.* Sm-Nd изотопная система сысертского гнейсово-мигматитового комплекса // Ежегодник-1992. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1993. С. 135 - 139.
 81. *Ротару Э.М.* Метаморфизм белорецкого комплекса // Магматизм и метаморфизм зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. С. 58 - 66.
 82. *Русин А.И., Краснобаев А.А.* Этапы эндогенной активности в докембрии Урала и проблема периодизации // Ежегодник-1987. Свердловск: ИГ УрО АН СССР, 1988. С. 3 - 5.

83. Русин А.И., Краснобаев А.А. О природе раннедокембрийской земной коры в зоне Урала // Ежегодник-1988. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1989. С. 3 - 6.
84. Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 244 с.
85. Соколов В.Б. Строение земной коры Урала // Геотектоника. 1992. № 5. С. 3 - 19.
86. Строение, эволюция и минерагения гипербазитового массива Рай-Из / Отв. ред. Пучков В.Н. и Штейнберг Д.С. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 228 с.
87. Тимонина Р.Г. Петрология метаморфических пород Приполярного Урала. Л.: Наука, 1980. 102 с.
88. Турбанов В.Ф., Панков Ю.Д., Милицына В.С. и др. Стратиграфия района южного периклинального замыкания Вишневогорско-Ильменогорского антиклинория в связи с проблемой возраста его высокометаморфизованных пород // Ильменогорский комплекс магматических и метаморфических пород. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. С. 90 - 105.
89. Удовкина Н.Г. Эклогиты Полярного Урала. М.: Наука, 1971. 189 с.
90. Удовкина Н.Г. Эклогиты СССР. М.: Наука, 1985. 286 с.
91. Червяковский С.Г., Иванов В.Н., Курзанов И.Ю. и др. О возрастной позиции Малопатокского массива гранитоидов на Приполярном Урале и его формационной принадлежности // Ежегодник-91. Екатеринбург: Наука, 1992. С. 71 - 74.
92. Шмелев В.Р. Строение и эволюция гипербазитовых массивов Полярного Урала: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1990. 25 с.
93. Яковлева О.М. Новые радиологические данные о возрасте метаморфизма пород Западно-Тагильской зоны Северного Урала // Ежегодник-1989. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1990. С. 72 - 73.
94. Coleman R.G., Dobretsov N., Shatsky V., Lennykh V. Tectonic setting of the UHPM Maksutov complex, Ural Mountains, Russia // 1993 Fall Meeting Amer. Geoph. Union: Abstr. Denver, 1993. 547 p.
95. Dobretsov N.L. Blueschists and eclogites: a possible plate tectonic mechanism for their emplacement from the upper mantle // Tectonophysics. 1991. V. 186. № 3/4. P. 253 - 268.
96. Dobretsov N.L., Kiryashkin A.G. Subduction zone dynamics: models of an accreting wedge // Ofioliti. 1992. V. 17. № 1. P. 155 - 164.
97. Edwards R.L., Wasserburg G.J. The age and emplacement of obducted oceanic crust in the Urals from Sm-Nd and Rb-Sr systematics // Earth Planet Sci. Lett. 1985. № 4. P. 389 - 404.
98. Keylman G.A., Puchkov V.N. Introduction to the geology of metamorphism. Stuttgart: Schweitzerbart'sche Verlagshandlung. In print.
99. Matte Ph., Maluski H., Nicolas A., Kepezhinskas P., Sobolev S. Geodynamic model and ³⁹Ar/⁴⁰Ar dating for generation and emplacement of the High Pressure metamorphic rocks in SW Urals // C.R. Acad. Sci. Paris. 1993. T. 317. Ser. II. P. 1667 - 1674.
100. Puchkov V.N. Correlation and geodynamic features of Pre-Alpine tectonic movements throughout and around the Alpine Orogen // Studia Geologica Polonica. Warszawa, 1988. V. XCI. P. 77 - 92.
101. Puchkov V.N. The collisional origin of the eclogite-glaucophane-schist belt of the Urals // Ofioliti. 1989. V. 14. № 3. P. 213 - 220.
102. Puchkov V.N. The Paleozoic of the Uralo-Mongolian fold system // Occas. Publ. ESRI. New Series. 1991. № 7. Part II. 69 p.

Рецензент: А.С. Перфильев

Geodynamic Control of Regional Metamorphism in the Urals

V. N. Puchkov

The distribution of the geological types of regional metamorphism in the Urals is discussed. Spatial and temporal regularities in the occurrences of metamorphic processes are considered in the framework of modern concepts of Ural geodynamic evolution. We pay special attention to pre Riphean blocks and uplifts, which are not yet well - enough understood to allow the reconstruction of the region's earliest geodynamic history. However, relics of the most ancient, preplate pangranulite metamorphic stage were found in some of these structures; and all bear evidence of superimposed, frequently multistage Riphean-Paleozoic metamorphic events.

In the Riphean metamorphism of the Urals is assumed to be related mainly to the Late Vendian continental collision, which resulted in the regional development of greenschist metamorphism and zonal metamorphism of thermal domes in pre-Cambrian anticlinoria.

The metamorphic processes related to the Paleozoic Wilson cycle are more various and studied more thoroughly. Multistage metamorphism is detected in large ultrabasic ophiolite massifs (exemplified by the Rai-Iz Massif), where temperatures decrease gradually from the conditions of the granulite facies at the stage of spreading and island arc initiation to the amphibolite and greenschist facies at the collision stage. Zonal metamorphism within the basic-ultrabasic Platinum-bearing belt is probably related to rifting in the crust of the transitional (island arc) type. The problem of the geodynamic conditions of the eclogite-glaucophane-schist metamorphism is discussed with the example of the Maksyutovskii complex, which is interpreted on the basis of recent geological data, to be an accretion wedge of an Early to Middle Devonian island arc. Collision sialic plutonic metamorphism is discussed with the example of the Sysert'-Il'menogorskii complex.

УДК 551.24:552.321.6(571.52)

ДВА ТИПА ГАББРО-УЛЬТРАБАЗИТОВЫХ МАССИВОВ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ТУВЫ И ИХ СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ

© 1996 г. С. А. Щербаков

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 17.02.94 г.

Габбро-ультрабазитовые массивы Юго-Восточной Тувы по формационной принадлежности разделяются на две группы. Массивы первой группы, распространенные в Агардагской зоне, представляют собой дезинтегрированную офиолитовую ассоциацию и слагают олистолиды в венд-нижнекембрийских олистодромах. Вторая группа габбро-ультрабазитовых массивов, развитая в пределах Западного Сангилены, представляет собой дифференцированные интрузии дунит-пироксенит-габбровой ассоциации. Их формирование связано с начальными стадиями растяжения и заложением в предрифейское время рифтовой структуры в теле континентальной плиты, южную часть которой представляет Тувино-Монгольский массив. Во время последующих стадий растяжения (рифей-венд), которые привели к расколу древней континентальной плиты и раскрытию Западно-Саянского палеоокеана, формировалась офиолитовая ассоциация. Тектонические перемещения и дезинтеграция офиолитов происходили в процессе обдукции коры палеоокеанической структуры в южном направлении на северную окраину Тувино-Монгольского микроконтинента. Выведение офиолитовых покровов сопровождалось разрушением их фронтальных частей и дезинтеграцией офиолитовой ассоциации, что обусловило формирование мощной олистодромовой толщи. Время обдукции определяется венд-раннекембрийским возрастом олистодром Юго-Восточной Тувы.

ВВЕДЕНИЕ

Представляется несомненным, что без решения вопросов об остановках формирования габбро-ультрабазитовых комплексов складчатых областей, об их современной структурной позиции, механизме выведения в верхние горизонты коры, принадлежности к офиолитовой или какой-либо иной ассоциации невозможно понимание геологической истории и палеогеодинамики как конкретных структурно-формационных зон, в пределах которых развиты габбро и ультрабазиты, так и рассматриваемой складчатой области в целом. Большинство этих вопросов, как правило, решаются достаточно просто при исследовании лерцолит-гарцбургитовых комплексов складчатых областей. Присутствие в этих породах первичных динамометаморфических структур, следов ранних мантийных высокотемпературных пластических деформаций в подавляющем большинстве случаев позволяет однозначно относить эти комплексы к офиолитовой ассоциации. Иметь дело с дунит-пироксенит-габбровыми комплексами сложнее, поскольку они могут являться частью офиолитовой ассоциации или слагать дифференцированные расслоенные силлы [3] и концентрически-зональные интрузии. Отнесение подобных комплексов к тому или иному типу затруднено отсутствием между ними четких петрохимических и петрологических различий, а зачастую их интенсивной тектонической нарушенностью и метаморфизмом. В то же время, от правильности

типизации и определения формационной принадлежности этих габбро-ультрабазитовых комплексов зависит многое, поскольку геодинамические обстановки их формирования могут быть совершенно различными.

СТРОЕНИЕ И СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ ГАББРО-УЛЬТРАБАЗИТОВЫХ МАССИВОВ

В Юго-Восточной Туве в пределах Агардагской структурно-формационной зоны и северо-западной окраины Сангилены известны несколько габбро-ультрабазитовых массивов, вмещающими для которых служат метаморфические образования мугурской свиты среднего протерозоя и венд-раннекембрийские породы кускунгской свиты (рис. 1). Строение ультраосновных тел, петрография и петрохимия слагающих их пород, особенно их вторичных изменений изучены достаточно детально и освещены в многочисленных публикациях [5 - 7, 16 - 18, 22, 27, 29], в большинстве которых габбро-ультрабазитовые массивы рассматриваемой территории трактуются как интрузии, сформировавшиеся *in situ* в зонах глубинных разломов. При этом, массивы Сангилены (Тарлашкинский, Солчерские, Правотарлашкинский, Дусхольский) объединяются с расположенными севернее массивами Агардагской структурно-формационной зоны (Агардагский, Улорский и др.) в единый Южно-Тувинский гипербазитовый пояс, маркирующий зону сочленения салаирид

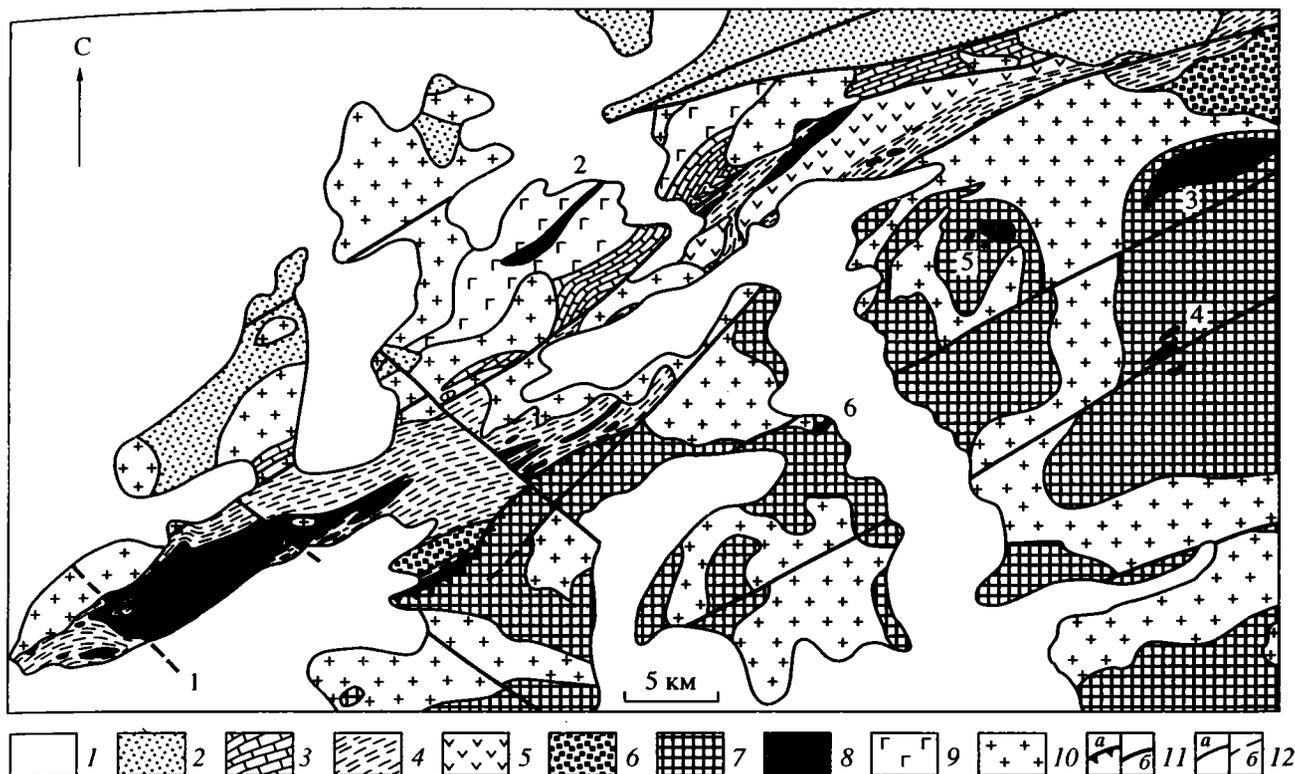


Рис. 1. Схема геологического строения Агардагской зоны и прилегающей территории Сангилен. Цифрами показаны габбро-ультрабазитовые массивы: 1 – Агардагский, 2 – Карашатский, 3 – Тарлашкинский, 4 – Солчерские, 5 – Правотарлашкинский, 6 – Дусхольский

1 – мезозойско-кайнозойские отложения; 2 – осадочные и вулканогенные породы среднего палеозоя; 3 – вулканогенные, терригенные и карбонатные породы нижнего кембрия (ирбитейская свита); 4 – венд-раннекембрийский олистостромовый комплекс: сланцы, алевролиты, туффиты с блоками базальтов, кремнистых пород, известняков и ультрабазитов (кускунгская свита); 5 – базальты; 6 – венд-раннекембрийские конгломераты, гравелиты и песчаники (шурмакская свита); 7 – среднепротерозойские метаморфические породы (мугурская свита); 8 – ультрабазиты; 9 – габбро; 10 – гранитоиды, 11 – надвиги (а) и прочие разрывные нарушения (б); 12 – геологические границы достоверные (а) и предполагаемые (б).

Тувы с платформенным Тувино-Монгольским выступом протерозоя. Лишь в последние годы наметилась тенденция отделять массивы Сангилен от массивов Агардагской структурно-формационной зоны и рассматривать их в качестве самостоятельного Западно-Сангиленского гипербазитового пояса [6].

Исследования, проведенные автором в последние годы, подтверждают правомерность такого разделения. Новые данные о структурной позиции, строении и петрографическом составе габбро-ультрабазитовых массивов Юго-Восточной Тувы показывают, что по формационной и генетической принадлежности они разделяются на 2 группы. Габброиды и ультрабазиты первой, расположенные в пределах Агардагской структурно-формационной зоны, представляют дезинтегрированную офиолитовую ассоциацию. Массивы второй группы, образующие Западно-Сангиленский гипербазитовый пояс, представляют собой дунит-пироксенит-габбровые дифференцированные

интрузии, которые сформировались значительно раньше офиолитов и не связаны с ними генетически.

Геологическое строение и тектоника Агардагской структурно-формационной зоны давно вызывает интерес у исследователей, что обусловлено ее ключевым пограничным положением между салаиридами Восточно-Таннуольской зоны и докембрийским Сангиленским массивом [1, 2, 7, 9, 13, 15, 21, 24, 29]. Большинство геологов рассматривают Агардагскую зону как структурный шов, разделяющий разновозрастные и различные по своей природе области [7, 13, 19, 24]. Другие исследователи считают зону линейным прогибом, заложенным в позднем докембрии на сиалическом основании [1, 2, 9]. В последнее время развивается концепция, согласно которой Агардагская зона погружается под континент и представляет собой рубеж между палеоконтинентальной и палеоокеанической или островодужной областями [15, 21, 24].

С метаморфическими образованиями Сангилены комплексы, слагающие Агардагскую структурно-формационную зону, находятся в тектонических соотношениях. Контакт между ними представляет собой наклоненную к югу ($50^\circ - 60^\circ$) зону тектонических брекчий, по которой среднепротерозойские породы Сангилены надвинуты в северном направлении на венд-раннекембрийские образования.

В структуре Агардагской зоны выделяются две подзоны: северная (Карашатская) и южная (собственно Агардагская), разделенные крутозалегающим разрывным нарушением восток-северо-восточного простирания (рис. 1).

Южная подзона сложена специфическим комплексом метаморфизованных в зеленосланцевой фации осадочных и вулканогенных пород (кускунугская свита), которые включают многочисленные различные по размерам линзовидные тела ультрабазитов. Различными исследователями они трактуются как интрузии [17, 22, 27, 29], протрузии [5 - 7, 31] или тектонические покровы [14 - 16]. Проведенное автором детальное изучение строения кускунугской свиты, сложенной фациально-изменчивым комплексом осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород, представляет собой олистостромовый комплекс, в песчано-сланцевом и туфогенном матриксе который содержит олистолиты и олистоплаки ультрабазитов, кремнистых пород, базальтов, известняков, габброидов и амфиболитов. Как правило, объем олистолитов не превышает 20%, что отличает олистостромы Агардагской структурно-формационной зоны от развитых в Западной Туве [12, 33], где до 80% объема составляют инородные блоки, разделенные маломощными прослоями, которые сложены преимущественно песчано-алевролитовым матриксом.

Агардагский олистостромовый комплекс имеет мощность около 4000 м и характеризуется закономерным строением. Выявлено два цикла мощностью 1.5 - 2.0 км, в пределах каждого из которых наблюдается закономерное распределение в разрезе экзотических блоков-олистолитов. В нижней части цикла содержатся преимущественно блоки известняков и кремнистых пород. Выше по разрезу появляются олистолиты базальтов, которые в верхних горизонтах вытесняются блоками ультрабазитов. Нетрудно заметить, что распределение блоков в циклах в целом отвечает перевернутому разрезу стратифицированной офиолитовой ассоциации и свидетельствует о формировании олистостромы в процессе прогрессирующей дезинтеграции выведившегося на поверхность офиолитового покрова. Первыми подвергались разрушению и захоронению в бассейне седиментации верхние горизонты разреза офиолитов, которые раньше выводились на уровень денудации. Нижняя ультрабазитовая часть ассоциации раз-

рушалась позже и представляющие ее блоки захоронялись в верхних горизонтах олистостромы. Циклическое строение олистостромового комплекса обусловлено существованием двух этапов покровообразования, или двух пиков наибольшей активности этого процесса в рамках единого этапа.

Подстилающие олистостромовый комплекс образования обнажаются на юго-востоке Агардагской зоны, где они слагают линейную антиклинальную складку, нарушенную надвигом метаморфических пород Сангиленской зоны. Разрез подстилающих олистострому образований (шурмакская свита, мощностью около 800 м) начинается крупногалечными и валунными конгломератами, вверх сменяющимися средне-мелкогалечными конгломератами и песчаниками. Среди обломков преобладают породы Сангиленской зоны: кварциты, метаморфические сланцы, гранитоиды, мраморы. Развитые в верхних горизонтах шурмакской свиты песчаники постепенно сменяются алевролитами и сланцами, в которых содержатся редкие линзовидные блоки известняков, миндалекаменных базальтов и кремнистых пород, количество и объем которых вверх по разрезу возрастает. Таким образом, грубообломочные породы шурмакской свиты и перекрывающие их олистостромы связаны между собой постепенными переходами и представляют собой единый олистостромовый комплекс. Подтверждением тому служат данные предыдущих исследователей [13], отметивших на северо-востоке Агардагской зоны тесные фациальные взаимоотношения пород шурмакской и кускунугской свит и считающих шурмакские конгломераты грубообломочной фацией песчаников кускунугской свиты.

Важную роль в строении олистостромового комплекса Агардагской зоны играют экзотические блоки ультрабазитов, представляющие собой дезинтегрированные низы офиолитовой ассоциации. Олистолиты, как правило, имеют небольшие размеры, но отмечаются и крупные линзовидные блоки офиолитов, протяженность которых превышает 1000 м (рис. 1 и 2). Они редко бывают одиночными, обычны скопления олистолитов в пределах прослеживающихся на значительные расстояния горизонтов олистостромы, которые разделены промежутками, где офиолитовые блоки редки или отсутствуют. Как правило олистолиты в таких горизонтах группируются в цепи: на простирании крупных блоков отмечаются "шлейфы" более мелких, образовавшихся за счет их разрушения.

Наиболее крупным олистолитом ультрабазитов в венд-раннекембрийских олистостромах Юго-Восточной Тувы является Агардагский ультраосновной массив (рис. 2), широко известный благодаря его крупным размерам и приуроченным к нему рудопроявлениям хромитов [16, 18, 22, 27, 29].

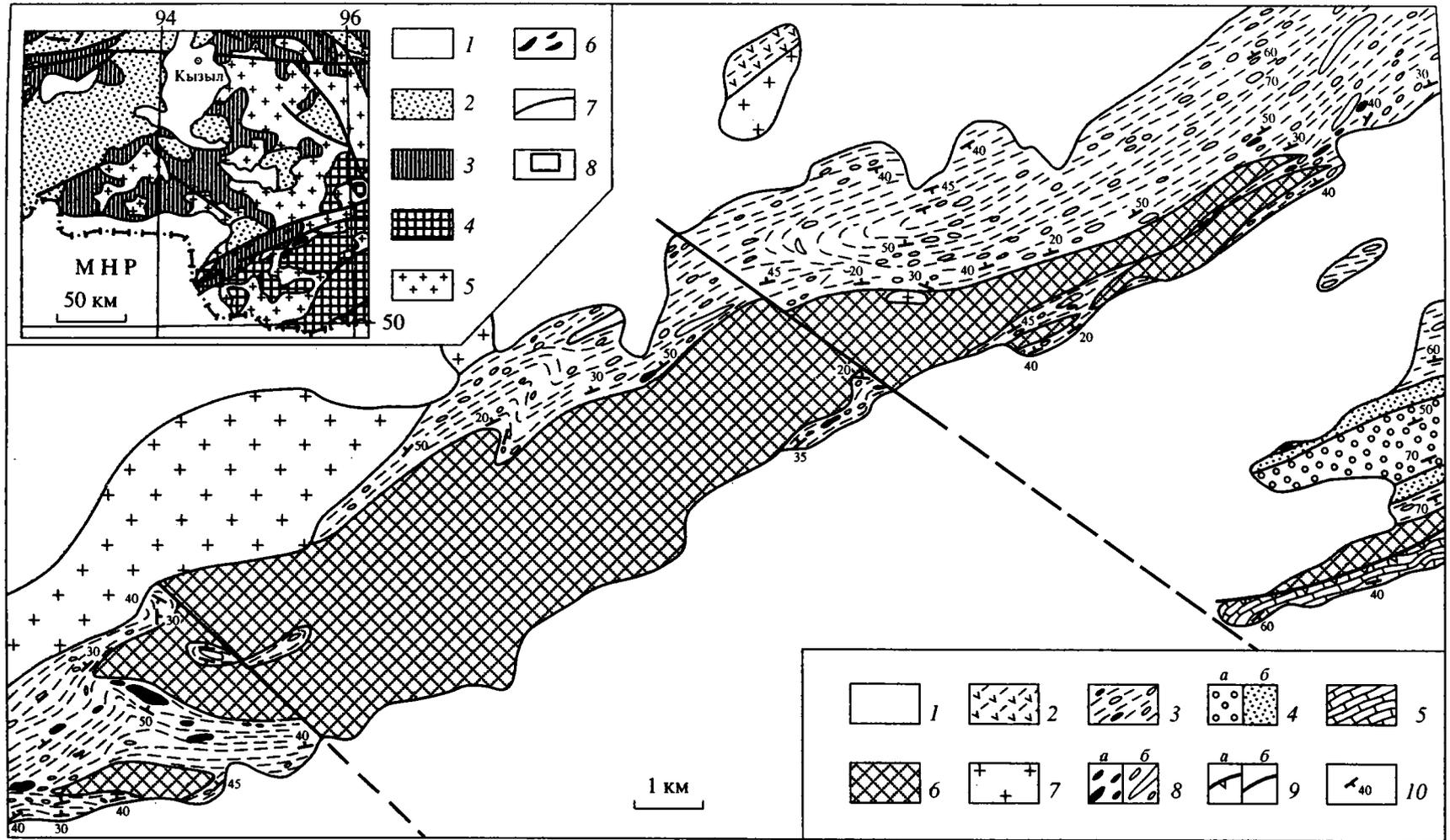


Рис. 2. Геологическая карта Агардагского ультраосновного массива. 1 – кайнозойские отложения; 2 – вулканогенно-осадочные породы нижнего кембрия (ирбитейская свита); 3 – венд-раннекембрийский олистостромовый комплекс (кускунугская свита); 4 – венд-раннекембрийские конгломераты, гравелиты (а) и песчаники (б) (шурмакская свита); 5 – протерозойские мраморы (мугурская свита); 6 – ультрабазиты; 7 – гранитоиды, 8 – олистолиты разного состава: а – ультрабазиты, габбронды, базальты, б – известняки, кремнистые породы; 9 – надвиги (а) и прочие разрывные нарушения (б); 10 – элементы залегания. На врезке показана схема геологического строения Юго-Восточной Тувы:

1 – мезозойско-кайнозойские отложения; 2 – средне-позднепалеозойские породы; 3 – вендские и кембрийские породы; 4 – протерозойские метаморфические породы; 5 – гранитоиды; 6 – массивы ультрабазитов; 7 – разрывные нарушения; 8 – участок детальных исследований.

Массив представляет собой согласное с напластованием вмещающей олистостромы линзовидное тело длиной 20 км и мощностью до 3.5 км, сложенное преимущественно серпентинитами. Среди исходных пород преобладают обогащенные оливином гарцбургиты и дуниты, изредка встречаются жильные клинопироксениты и дайки габбро-диабазов. Вблизи контактов и в зонах разрывных нарушений отмечаются листвениты.

Слабоизмененные породы сохранились только в пределах небольших участков в центральной части массива. Главную роль в строении этих участков играют гарцбургиты (60 - 70% от общего объема пород), состоящие из высокомагнезиальных оливинов (85 - 90%), энстатитов (10 - 15%) и красновато-бурых хромшпинелидов (1 - 2%). Породы, как правило, массивные, реже грубополосчатые. В них ясно выражены деформационно-метаморфические структуры, обусловленные линейно-плоскостным расположением отдельных зерен и агрегатов пироксенов и хромшпинелидов: минеральная сланцеватость и линейность. Дуниты, состоящие из оливинов с небольшой примесью темно-бурых субидиоморфных хромшпинелидов (1 - 3%), образуют в гарцбургитах жилообразные тела мощностью до 150 м с нерезкими контактами. Обычно они окружены переходными зонами, в которых гарцбургиты насыщены штокверком маломощных дунитовых прожилков. Изредка отмечаются изометричные тела дунитов неправильной формы. Хромититы образуют в дунитах линзовидные и жилообразные тела мощностью не более 2 м.

Минеральный состав, особенности строения и соотношения дунитов и гарцбургитов Агардагского массива аналогичны наблюдаемым в комплексах метаморфических перидотитов типичных офиолитовых ассоциаций [23, 33]. При этом внутренняя структура массива, выявленная по полосчатости, минеральной сланцеватости и распределению петрографических разностей ультрабазитов, автономна и резко дискордантна по отношению к контактам массива и структуре вмещающей олистостромы.

Как и в большинстве подобных случаев, олистостромы в непосредственной близости от Агардагского олистолита насыщены, особенно вблизи его подошвы, блоками серпентинизированных ультрабазитов (рис. 2). Некоторые из них имеют значительные размеры, достигая 3 км в длину, и в свою очередь сопровождаются шлейфом мелких ультрабазитовых олистолитов.

Северная, Карашатская, подзона Агардагской структурно-формационной зоны (рис. 1) сложена вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными породами ирбитейской свиты, мощностью более 1000 м. Стратотип ирбитейской свиты выделен в пределах Восточно-Таннуольской структурно-формационной зоны, раннекембрий-

ские осадочно-вулканогенные и вулканогенные толщи которой накапливались в обстановке эпиконтинентальной вулканической дуги, заложившейся на шельфе Тувино-Монгольского микроконтинента [9]. Контакт ирбитейской свиты с олистостромовым комплексом на изученном участке нарушен крутопадающим разрывом, однако предыдущими исследователями [8, 13] выявлено, что толща с размывом и несогласием залегает на образованиях кускунугской свиты. В подошве ее отмечаются базальные конгломераты, галечный материал которых представлен эффузивными, кремнистыми, терригенными и карбонатными породами кускунугской свиты, а также серпентинизированными гарцбургитами. Карбонатные породы ирбитейской свиты содержат многочисленные органические остатки, определяющие ее возраст в интервале от санаштыкгольского до обручевского биостратиграфических горизонтов раннего кембрия [8]. Структура стратифицированных раннекембрийских образований Карашатской подзоны нарушена многочисленными интрузиями гранитоидов, дайками и субвулканическими телами мелкозернистых диоритов и плагиоклазовых порфиритов. К этой подзоне приурочен крупный Карашатский ультрабазит-габбровый массив, на природу и возраст которого существуют диаметрально противоположные воззрения [11, 19, 24, 28 - 30]. Карашатский массив образует вытянутое в северо-восточном направлении линзовидное тело (5 × 50 км). Судя по конкордантности его южного контакта и элементов внутренней расслоенности структуре вмещающих пород ирбитейской свиты, он представляет собой расслоенный силл. Детальное изучение массива проведено ранее И.М. Волоховым, В.М. Ивановым и Р.В. Оболенской [11], которыми убедительно показана интрузивная природа слагающей его дунит-верлит-клинопироксенит-габбровой ассоциации, подчеркнута ее отличие от офиолитового ("альпинотипного") Актотракского и сходство с ранне-среднекембрийским Мажалыкским интрузивным комплексом Тувы. По данным Д.М. Печерского и Н.К. Шелестун [28], проводившим палеомагнитные исследования габброидов Карашатского массива и окружающих раннекембрийских пород, расслоенность в габбро-ультрабазитовом массиве первично была субгоризонтальной. Немаловажно, что в непосредственной близости от массива в породах ирбитейской свиты авторами выявлены силлы долеритов и убедительно показана близость по времени процессов накопления нижнекембрийских осадков, внедрения силлов и кристаллизации габброидов Карашатского массива.

Возраст олистостромовой толщи Агардагской зоны определяется по наличию позднекембрийских строматолитов и онколитов в олистолитах известняков [8] и спикул губок в ее матрице [32] в интервале венд-ранний кембрий. В связи с этим возраст офиолитовой ассоциации Юго-Восточной

Тувы, претерпевшей до попадания в олистострому серпентинизацию, тектонические перемещения и дезинтеграцию, можно признать, по мнению автора, рифейским или рифейско-вендским.

Важно отметить, что область распространения венд-раннекембрийских олистостром в Юго-Восточной Туве не ограничена Агардагской структурно-формационной зоной. Аналогичные образования, выделяемые как чахыртойская толща (до 3000 м мощностью), слагают Кундусско-Эмийский прогиб Сангиленской структурно-формационной зоны, расположенный в 150 - 200 км к юго-востоку от рассматриваемого района во внутренней части Тувино-Монгольского микроконтинента. Чахыртойская толща по возрасту и по составу слагающих ее пород аналогична олистостромам Агардагской зоны [13], стратиграфически перекрыта аналогами ирбитейской свиты нижнего кембрия. Так же как и в Агардагской зоне, олистостромовая толща Сангиленена содержит многочисленные линзовидные блоки серпентинизированных гарцбургитов. Аналогичные офиолитосодержащие олистостромовые образования обнаружены автором на продолжении Агардагской зоны в пределах Северо-Западной Монголии, где они прослеживаются вплоть до южных склонов хребта Хан-Хухэй. Ультрабазиты здесь слагают множество относительно небольших по размерам олистолитов и, кроме того, залегают в виде тектонических покровов, тесно ассоциирующих с олистостромой (Думбэрельский ультраосновной массив).

Вмещающими породами для ультраосновных массивов, расположенных в пределах северо-западной окраины Сангиленена, служат кристаллические сланцы, гнейсы, кварциты и мраморы среднего протерозоя (мугурская свита, рис. 1). Одни исследователи считают эти массивы магматическими телами, внедрившимися в зоне древнего глубинного разлома [7, 29], другие рассматривают ультрабазиты как часть офиолитовой ассоциации, образовавшейся в палеоструктуре с корой океанического типа и испытавшей впоследствии значительные шарьяжные перемещения [4, 14]. Примечательно, что к офиолитовой ассоциации относят массивы Сангиленена и сторонники гипотезы первично магматического генезиса ультрабазитов [7]. Возраст ультрабазитов считается докембрийским, однако существует мнение и о более позднем раннекембрийском времени их формирования [4, 29].

Массивы Западного Сангиленена сложены преимущественно оливинитами и дунитами [5 - 7, 17]. В незначительных количествах отмечаются метагарцбургиты и амфиболитизированные клинопироксениты. Среди оливинитов и дунитов присутствуют жилы оливиновых энстатитов, дайки амфиболитизированных габбро-диабазов, небольшие штоки гранитоидов таннуольского комплек-

са. Ультраосновные породы характеризуются незначительной серпентинизацией, разнообразием микроструктур, однородностью химического состава, повсеместным развитием оливин-талькового парагенезиса. Серпентинизированные породы развиты локально – в приконтактных частях массивов, вблизи прорывающих ультрабазиты штоков и даек гранитов и габброидов, вдоль зон тектонических нарушений. Предшествующими исследователями показано, что несерпентинизированные ультрабазиты массивов Сангиленена (оливиниты, метагарцбургиты) возникали в результате дегидратации (регенерации) первичных сильно серпентинизированных дунитов, сохранившихся только в виде реликтовых “пятен” среди оливинитов [5, 6]. Дегидратация первичных ультрабазитов происходила в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций регионального метаморфизма, затронувшего и вмещающие породы. По мнению автора, именно с региональным метаморфизмом амфиболитового уровня связаны описанные А.И. Гончаренко [16] пластические деформации ультрабазитов Тарлашкинского и других массивов Сангиленена, обусловившие их микроструктурное разнообразие. Более поздний метаморфизм, связанный с внедрением гранитоидов таннуольского комплекса, выразился в локальной серпентинизации и карбонатизации ультрабазитов, в появлении в них тальк-тремолит-антофиллитовой минеральной ассоциации.

Массивы Западного Сангиленена как правило имеют линзовидную форму, невелики по размерам (протяженность 0.5 - 2 км при мощности 100 - 500 м) и ассоциируют с амфиболитизированными габброидами и амфиболитами, количество которых меньше чем ультрабазитов. Исключением является Правотарлашкинский массив, для которого характерны изометричная форма и значительный объем ассоциирующих с ультрабазитами амфиболитизированных габброидов. Линзовидные тела ультрабазитов в большинстве случаев имеют субширотное или восток-северо-восточное простирание, отвечающее генеральному простиранию вмещающих метаморфических образований среднего протерозоя. Это видно на примере Тарлашкинского массива, являющегося типоморфным для Западно-Сангиленского пояса (рис. 3).

Тарлашкинский массив представляет собой субширотно простираться линзу длиной около 10 км и шириной до 2.5 км. Северный контакт ультраосновного тела наклонен под углом 70 - 80° к югу. Залегание южного контакта вертикально или варьрует в пределах 80 - 85° в ту или другую сторону. Отсутствие признаков тектонической природы контактов массива и их конформность слоистости вмещающих метаморфических образований мугурской свиты свидетельствуют о согласном залегании в них ультрабазитов. Тело ультрабазитов совместно с вмещающими породами затронуто складчатостью, которая обусловила изгиб

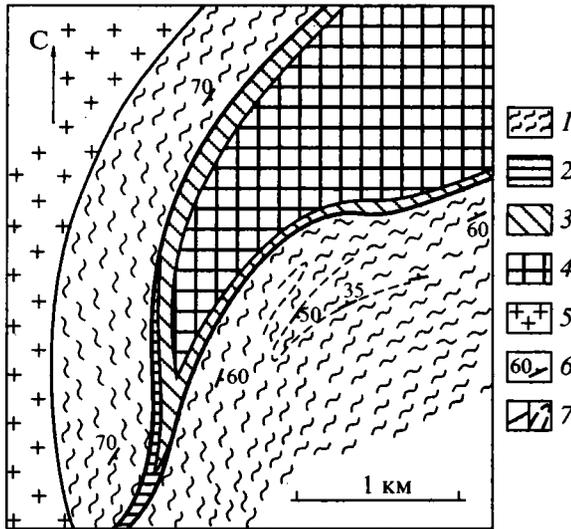


Рис. 3. Геологическая карта западной оконечности Тарлашкинского массива.

1 – кристаллические сланцы, гнейсы, кварциты, мраморы среднего протерозоя (мугурская свита); 2 – амфиболиты; 3 – габбро-амфиболиты; 4 – ультрабазиты; 5 – граниты; 6 – элементы залегания; 7 – геологические границы (а), структурные линии (б).

его западной оконечности, где простирается массива приближается к северо-восточному.

Конформность линзовидных тел ультрабазитов слоистости вмещающих пород и совместное их участие в складчатых деформациях столь же наглядно проявляется в Солчерской группе массивов, расположенной в 8 км к югу от Тарлашкинского. Крупнейший из массивов этой группы представляет собой деформированную линзу (мощность не более 300 м), смятую в изоклиналичную складку, конформную структуре, очерчиваемой слоистостью кристаллических сланцев и гнейсов.

Согласное залегание ультрабазитов и пород мугурской свиты, изофациальность их метаморфизма позволяют предполагать, что массивы Западного Сангилена представляют собой согласные интрузивные тела (силлы), внедрившиеся в толщу мугурской свиты до начала процессов регионального метаморфизма и складчатости. Подтверждением такого предположения являются закономерные взаимоотношения ультраосновных пород с амфиболитами и габбро-амфиболитами. Ультрабазиты Западно-Сангиленского пояса тесно ассоциируют с амфиболитами, природа которых трактуется различно. Ряд исследователей считают их продуктами метаморфизма вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород [7, 16, 20], другие – контактово-реакционными образованиями, сформировавшимися при внедрении ультраосновной магмы. Проведенное недавно В.Е. Гоникбергом детальное петрографическое и петрохими-

ческое изучение этих пород [14] привело исследователя к выводу об их образовании за счет метаморфизма габбро, основных вулканитов и вулканогенно-осадочных пород, которые, по его мнению, совместно с ультрабазитами составляют “протоофиолитовую ассоциацию”.

Данные, полученные нами при изучении Тарлашкинского (рис. 3) и других Западно-Сангиленских массивов, не позволяют полностью согласиться ни с одной из приведенных выше трактовок генезиса ассоциирующих с ультрабазитами амфиболитов. Ультрабазиты Тарлашкинского массива окружены маломощной “каймой” амфиболитов и габбро-амфиболитов, которая отделяет их от кристаллических сланцев, гнейсов и мраморов среднего протерозоя (мугурская свита). Это обстоятельство само по себе делает логичным предположение о генетическом единстве этих пород с ультрабазитами. Широкое развитие в амфиболитах реликтов структур магматических габброидов и присутствие здесь крупных участков, сложенных габбро-амфиболитами и амфиболитизированными габбро не позволяют считать кайму реакционной. Кроме того, трактовке амфиболитов как контактово-реакционных образований мешают явно асимметрия метагаббро-ультрабазитового массива и отличия южной и северной амфиболитовых кайм по их внутреннему строению и мощностям (рис. 4).

С юга ультрабазиты Тарлашкинского массива отделяются от пород мугурской свиты маломощной зоной (10 - 20 м), сложенной меланократовыми мелкозернистыми амфиболитами с участками среднезернистых габбро-амфиболитов. Эти породы резко сменяются однообразными несерпентинизированными оливинитами, слагающими около 80% ультрабазитового тела. Только в непосредственной близости от северного контакта оливиниты сменяются другими петрографическими разновидностями ультрабазитов – амфиболитизированными верлитами и клинопироксенитами. В метаверлитах клинопироксен полностью замещен бледнозеленой роговой обманкой, образующей в оливиновом субстрате линзовидные параллельные контакту обособления, которые отвечают, по-видимому, форме клинопироксеновых агрегатов первичного верлита. Реликтовые зерна клинопироксенов отмечаются в амфиболитизированных клинопироксенитах, слагающих линзовидные тела мощностью до 10 м непосредственно на контакте амфиболитизированных верлитов с метагабброидами северной полосы (рис. 4). Присутствие измененных верлитов среди ультрабазитов Тарлашкинского массива не отмечалось предыдущими исследователями, хотя особенности химического состава ультрабазитов, выражающиеся в повышенном содержании кальция и алюминия, указывают на их наличие [6, 14].

Северная “амфиболитовая кайма” более мощная, чем южная (150 - 200 м). Контакты между развитыми здесь петрографическими разностями метагабброидов нерезкие. Амфиболитизированные верлиты и клинопироксениты сменяются меланократовыми среднезернистыми габбро-амфиболитами, которые по мере удаления от контакта с ультрабазитами постепенно сменяются мезократовыми, и далее – лейкократовыми разностями габброидов (рис. 4). В непосредственной близости от контакта с вмещающими гнейсами и кристаллическими сланцами лейкократовые амфиболиты снова сменяются меланократовыми, схожими с породами, развитыми на южном контакте массива.

Закономерная смена в разрезе массива с юга на север дунитов и оливинитов верлитами, клинопироксенитами и метагабброидами, которые по мере удаления от контакта с ультрабазитами становятся все более лейкократовыми, свидетельствует, что Тарлашкинский массив представлял собой дифференцированный габбро-ультрабазитовый силл, подошве которого соответствует южный контакт, а кровле – северный. Развитые на контактах массива маломощные зоны мелкозернистых меланократовых амфиболитов можно рассматривать, как метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации зоны закалки, образовавшиеся при внедрении высокомагнезиальной базитовой магмы в терригенно-карбонатную толщу.

В юго-западной части Тарлашкинского массива ультрабазиты выклиниваются (рис. 3), а южная и северная габбро-амфиболитовые каймы смыкаются в единую полосу, в осевой части которой встречаются маломощные (до 10 м) линзы ультрабазитов. Еще южнее в породах исчезают реликты габбровых структур и метагаббро-ультрабазитовый массив продолжается в виде “прослоя” мелкозернистых амфиболитов, согласно залегающего среди метаморфических образований среднего протерозоя.

Можно полагать, что многие из насыщающих разрез докембрия Сангилена горизонтов амфиболитов, которым придается важное стратиграфическое и формационное значение [7, 20], являются аналогами наблюдаемых в районе Тарлашкинского массива и представляют собой меньшие по размерам и протяженности метаморфизованные межпластовые базитовые интрузии. В таком случае представляется ошибочным утверждение [7, 14], что кристаллические породы мугурской свиты отвечают аналогам офиолитового комплекса и что в протерозое на территории Сангилена существовали “типичные эвгеосинклинальные условия”. По мнению автора приведенные выше факты свидетельствуют о том, что роль базитового вулканизма в докембрийской истории этого района сильно преувеличена.

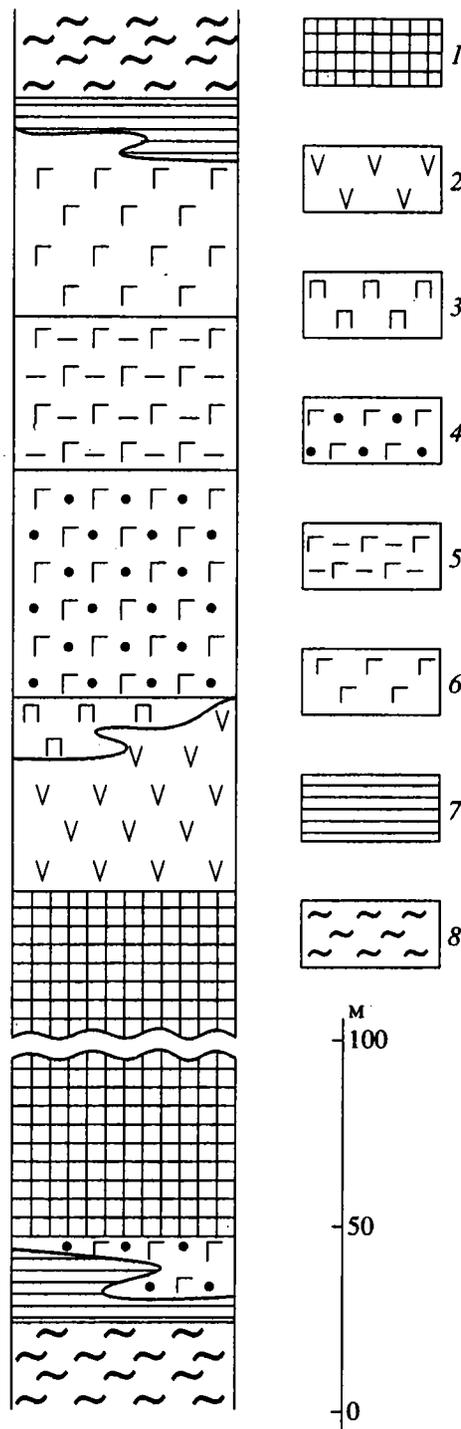


Рис. 4. Схематический разрез Тарлашкинского дифференцированного габбро-ультрабазитового силла. 1 – оливиниты и дуниты; 2 – амфиболитизированные верлиты; 3 – амфиболитизированные клинопироксениты; 4 – меланократовые среднезернистые габбро-амфиболиты; 5 – мезократовые мелко-среднезернистые габбро-амфиболиты и амфиболиты; 6 – лейкократовые габбро-амфиболиты и амфиболиты с прослоями мезократовых; 7 – меланократовые мелкозернистые амфиболиты; 8 – протерозойские кристаллические сланцы, гнейсы с прослоями мраморов.

Во многом аналогичен Тарлашкинскому массиву расположенный в 20 км к юго-западу от него меньший по размерам Дусхольский массив (рис. 1). Он представляет собой залегающую в породах мугурской свиты линзу северо-восточного простирания, протяженность которой составляет около 1,5 км, а мощность не превышает 250 м. Как и в Тарлашкинском массиве, здесь отчетливо проявлена асимметрия строения линзовидного тела, его конформность слоистости вмещающих образований среднего протерозоя, совместное участие в складчатости. Основной объем массива сложен амфиболитизированными оливинитами и дунитами с небольшими участками метагарцбургитов. Вдоль нижнего (южного) контакта ультрабазитового тела отмечаются маломощные линзы, сложенные меланократовыми амфиболитами. В кровле массива наблюдается зона (мощностью до 50 м), представленная закономерно сменяющимися друг друга в северном направлении амфиболитизированными верлитами, клинопироксенами, среднезернистыми габброидами и амфиболитами. В ультрабазитах встречаются ксенолиты вмещающих метаморфических образований (мугурская свита), ранее отмечавшиеся в массивах Солчерской группы [29].

Таким образом, полученные в результате проведенных исследований данные приводят автора к выводу, что большая часть габбро-ультрабазитовых массивов и ассоциирующих с ними горизонтов амфиболитов Западного Сангилены представляют собой дифференцированные силлы, образовавшиеся при внедрении высокомагнезиальной базитовой магмы в осадочную толщу "миогеосинклинального типа". Исключением, по-видимому, является только Правотарлашкинский дунит-пироксенит-габбровый массив концентрически-зонального строения (рис. 1), который можно рассматривать как подводящий канал для межпластовых интрузивных тел. В пользу такого предположения свидетельствует и присутствие в непосредственной близости от границ этого массива нескольких небольших согласных линзовидных тел ультрабазитов и амфиболитов, аналогичных Дусхольскому, Солчерским и другим массивам Сангилены.

Время формирования дифференцированных габбро-ультрабазитовых интрузий Западного Сангилены дорифейское и находится в интервале от 1800 до 1650 млн. лет, нижняя граница которого отвечает возрасту вмещающих пород [10], а верхняя – времени регионального метаморфизма амфиболитового уровня [26]. Дорифейский возраст пород, вмещающих габбро-ультрабазитовые интрузии, подтверждается и абсолютными датировками бумбугерского комплекса Баян-Хонгорской зоны Монголии (2000 - 1650 млн. лет), который по данным Ф.П. Митрофанова и его соавторов является полным аналогом тесхем-мугурского комплекса Юго-Восточной Тувы [26]. Следует

отметить, что распространение интрузивных габбро-ультрабазитовых комплексов не ограничивается областью Западного Сангилены. Аналогичные массивы, залегающие среди метаморфических образований докембрия западной окраины Тувино-Монгольского микроконтинента, известны в прилегающих районах Северо-Западной Монголии: Джаргалантуйский, Цагдалтуинский и некоторые другие массивы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные автором исследования показали, что габбро-ультрабазитовые массивы Юго-Восточной Тувы по составу первичного субстрата, степени метаморфизма, времени формирования, структурной позиции и формационной принадлежности разделяются на 2 группы:

1 – габброиды и ультрабазиты, распространенные в пределах Агардагской структурно-формационной зоны, представляют собой тектонически перемещенную, дезинтегрированную офиолитовую ассоциацию рифейско-вендского возраста и слагают олистолиты в разрезе венд-нижекембрийской олистостромы.

2 – габбро-ультрабазитовые массивы, развитые в Западном Сангилене, представляющие собой дифференцированные интрузии дунит-пироксенит-габбровой ассоциации дорифейского возраста.

Резкие отличия габбро-ультрабазитовых комплексов этих двух групп не позволяет считать их принадлежностью единого Южно-Тувинского гипербазитового пояса и вынуждает рассматривать в составе соответственно Агардагского и Западно-Сангиленского поясов.

По мнению автора, формирование дифференцированных интрузий Западного Сангилены связано с начальными стадиями растяжения и заложением в предрифейское время рифтовой структуры в теле обширной континентальной плиты, южную часть которой представляет Тувино-Монгольский массив и примыкающие к нему с севера области. Этот вывод подтверждается данными А.М. Лейтеса и В.С. Федоровского [25], которыми формирование аналогичных по возрасту, структурной позиции и формационной принадлежности габбро-ультрабазитовых интрузий юга Сибирской платформы связывается с заложением в дорифейское время рифтогенных (тропо-вых) структур, время заложения которых находится в интервале от 1800 до 1650 млн. лет.

Последующие стадии растяжения, происходившие в рифее-венде, привели к расколу древней континентальной плиты и раскрытию Западно-Саянского палеоокеана, где формировалась офиолитовая ассоциация. Офиолиты Юго-Восточной Тувы претерпели тектонические перемещения и

дезинтеграцию, в результате чего полный разрез ассоциации удастся реконструировать только в Западной Туве [33]. Тектонические перемещения и дезинтеграция офиолитов происходили в процессе обдукции меланократовой коры палеоокеанической структуры в южном направлении на северную окраину Тувино-Монгольского микроконтинента, перекрытую мощными терригенными осадками. Выведение офиолитовых покровов сопровождалось разрушением их фронтальных частей и дезинтеграцией офиолитовой ассоциации, что обусловило формирование олистостромовой толщи. Время обдукции офиолитов на окраину Тувино-Монгольского микроконтинента определяется венд-раннекембрийским возрастом олистостром Юго-Восточной Тувы. На конечных стадиях обдукции в раннем кембрии олистостромы были стратиграфически перекрыты осадочно-вулканогенными образованиями (ирбитейская свита), особенно широко развитыми в пределах Восточно-Таннуольской структурно-формационной зоны, где их происхождение связывается с заложением на северной окраине Тувино-Монгольского микроконтинента энсиалической островной дуги.

В заключение хотелось бы заметить, что вопреки представлениям сторонников двух крайних точек зрения на природу габбро-ультрабазитовых комплексов складчатых областей, сейчас становится ясно, что в них присутствуют, а иногда пространственно сближены, как интрузивные габбро-ультрабазитовые комплексы, сформировавшиеся *in situ*, так и офиолитовые, образовавшиеся в палеоструктурах с корой океанического типа и находящиеся в современной структуре в аллохтонном залегании. Роль дифференцированных габбро-ультрабазитовых интрузий в строении рифейских и фанерозойских складчатых областей весьма существенна, но остается в настоящее время недооцененной. Между тем, подобные комплексы представляют собой, по мнению автора, важные "геодинамические реперы", которые необходимо учитывать при проведении палеотектонических реконструкций. Появление дифференцированных габбро-ультрабазитовых комплексов маркирует начальные стадии процессов рифтогенеза как в пределах континентальных плит (дифференцированные интрузии юга Сибирской платформы [25], Юго-Восточной Тувы, Монголии), так и в структурах с корой океанического типа (Сарталинский габбро-ультрабазитовый силл в герцинидах Южного Тянь-Шаня [3]).

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 93-05-8934).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алтухов Е.Н. Тектоника и металлогения юга Сибири. М.: Недра, 1986. 247 с.
2. Амантов В.А., Матросов Н.С. Основные черты геотектонического развития и размещения структур Монголии в системах Алтае-Саянской и Монголо-Амурской складчатых областей // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. 1961. Т. 58. С. 183 - 206.
3. Батанова В.Г., Карякин Ю.В., Куренков С.А., Перфильев А.С., Шербаков С.А. Дифференцированный силл в офиолитах Сартале (Южный Тянь-Шань) // Докл. АН СССР. 1988. Т. 300. № 5. С. 1185 - 1189.
4. Берзин Н.А. Структурное положение и тектонические условия формирования аллохтонных гипербазитов Алтае-Саянской области // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука, 1987. С. 184 - 199.
5. Велинский В.В., Банников О.Л., Ковязин С.В. Состав минералов гипербазитов Западного Сангилен (Тува) // Петрология гипербазитов и базитов Сибири, Дальнего Востока и Монголии. Новосибирск: Наука, 1980. С. 54 - 74.
6. Велинский В.В., Вартанова Н.С. Закономерности в химизме гипербазитов Тувы // Петрология гипербазитов и базитов Сибири, Дальнего Востока и Монголии. Новосибирск: Наука, 1980. С. 54 - 74.
7. Велинский В.В., Вартанова Н.С., Ковязин С.В. Гипербазиты северо-западной части Сангиленского срединного массива // Геол. и геофиз. 1978. № 11. С. 14 - 26.
8. Винкман М.К., Гинцингер А.Б., Журавлева И.Т. и др. Стратиграфический объем нижнекембрийских отложений на северо-западной окраине нагорья Сангилен в Туве // Кембрий Алтае-Саянской складчатой области. М.: Наука, 1980. С. 95 - 115.
9. Волков В.В. Нижнепалеозойский вулканизм Центральной Азии. Новосибирск: Наука, 1986. 194 с.
10. Волобуев М.И., Зыков С.И., Ступникова Н.И. Геохронология докембрия Сангилен // Докембрий в фанерозойских складчатых поясах. Л.: Наука, 1982. С. 209 - 213.
11. Волохов И.М., Иванов В.М., Оболенская Р.В. Ассоциация базитов и гипербазитов Карашатского плутона - новое проявление габбро-пироксенит-дунитовой формации в Туве // Новые данные к обоснованию региональных магматических схем Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: СНИИГИМС, 1972. С. 57 - 59.
12. Геологическое картирование хаотических комплексов. М.: Геокарт, 1992. 230 с.
13. Гибшер А.С., Терлеев А.А. Региональная стратиграфия позднего докембрия-раннего палеозоя Сангилен // Структурно-вещественные комплексы Юго-Восточной Тувы. Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1989. С. 3 - 26.
14. Гоникберг В.Е. Амфиболиты западной окраины Сангиленского докембрийского массива // Тектонические исследования на территории Горного Алтая. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1989. С. 69 - 99.
15. Гоникберг В.Е. Позднедокембрийские базальтоиды Агардагской шовной зоны (Тува) и геодинамическая обстановка их накопления // Изв. ВУЗов, геол. и разведка. 1988. № 7. С. 9 - 17.

16. Гончаренко А.И. Деформация и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. Томск: Изд-во ТГУ, 1989. 397 с.
17. Еремеев В.П. Дуниты Восточной Тувы и связанное с ними минералообразование // Основные породы и проблемы их генезиса. М.: Изд-во ИГЕМ АН СССР, 1962. С. 91 - 114.
18. Еремеев В.П., Павлов Н.В., Сибилев А.Н. Хромитовая минерализация гипербазитовых поясов Тувы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1968. № 6. С. 45 - 56.
19. Изох А.Э., Владимиров А.Г., Ступаков С.И. Магматизм Агардагской шовной зоны (Юго-Восточная Тува) // Геолого-петрологические исследования Юго-Восточной Тувы. Новосибирск: Изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1988. С. 19 - 75.
20. Ильин А.В. Стратиграфия докембрийских отложений западной части нагорья Сангилен (Тува) // Сов. геология. 1958. № 4. С. 33 - 42.
21. Ильин А.В. Геологическое развитие Южной Сибири и Монголии в позднем докембрии-кембрии. М.: Наука, 1982. 115 с.
22. Колбанцев Р.В. Метаморфизм, асбестонность и тальконосность гипербазитов Южно-Тувинского пояса // Минералогия гипербазитов дунит-гарцбургитовой формации. Л.: Наука, 1976. С. 56 - 92.
23. Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 263 с.
24. Кузнецов П.П., Симонов В.А. Историко-геологический очерк развития Агардагской зоны // Структурно-вещественные комплексы Юго-Восточной Тувы. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1989. С. 130 - 147.
25. Лейтес А.М., Федоровский В.С. Тектоника и важнейшие этапы становления континентальной коры юга Сибирской платформы в раннем докембрии // Тектоника фундамента Восточно-Европейской и Сибирской платформ. М.: Наука, 1987. С. 109 - 163.
26. Митрофанов Ф.П., Козаков И.К., Палей И.П. Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы. Л.: Наука, 1981. 156 с.
27. Никитчин П.А. К вопросу о геологическом строении и хромитонности Агардагского гипербазитового массива // Материалы по геологии Тувинской АССР. Кызыл: Тувинское книжное изд-во, 1969. С. 43 - 47.
28. Печерский Д.М., Шелестун Н.К. Палеомагнетизм Карашатского базит-гипербазитового массива и окружающих нижнекембрийских пород (Южная Тува) // Комплексные геологические исследования Сангилена (Юго-Восточная Тува). Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1987. С. 48 - 66.
29. Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М. Гипербазиты Тувы. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 135 с.
30. Симонов В.А., Куренков С.А., Перфильев А.С. Офиолитовая ассоциация горы Кара-Шат (Южная Тува) // Геолого-петрологические исследования Юго-Восточной Тувы. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. С. 90 - 96.
31. Ступаков С.И., Завьялова И.В. О возрасте и условиях становления Агардагского гипербазитового массива // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып. 3. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1986. С. 131 - 139.
32. Терлеев А.А., Журавлева И.Т. Спикулы губок в древних отложениях Юго-Восточной Тувы // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1989. С. 106 - 118.
33. Щербаков С.А. Офиолиты Западной Тувы и их структурная позиция // Геотектоника. 1991. № 4. С. 88 - 101.

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

Two Types of Gabbro-Ultramafic Massifs of Southeastern Tuva and Their Structural Setting

S. A. Shcherbakov

The gabbro-ultramafic massifs of southeastern Tuva fall into two groups based on structural setting and rock associations. The first group comprises the massifs of a dismembered ophiolite complex that compose olistoliths in the Vendian-Lower Cambrian olistostromes of the Agar-Dag tectonic zone. The second group includes layered intrusions of the dunite-pyroxenite-gabbro association that crop out in the western Sangilen tectonic zone. The latter were emplaced during the initial stages of spreading and pre-Riphean rifts within the continental plate with the Tuva-Mongolia block in the southern part of the plate. During subsequent Riphean-Vendian spreading stages the splitting of the old continental plate and opening of the western Sayany paleocean took place, and the ophiolite complex formed. The southward obduction of the crust of the paleoceanic block onto the northern margin of the Tuva-Mongolia microcontinent resulted in the displacement and dismembering of the ophiolites. The denudation of the ophiolite sheets caused the formation of a thick olistostrome sequence on account of the destruction of the sheet front and dismembering of the ophiolite complex. The obduction has been dated Vendian-Early Cambrian based on the southeastern Tuva olistostrome age.

УДК 550.34+551.24(571.642)

ТЕКТОНИКА ОЧАГОВОЙ ЗОНЫ НЕФТЕГОРСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 27(28) МАЯ 1995 Г. НА САХАЛИНЕ

© 1996 г. Е. А. Рогожин

Объединенный институт физики Земли РАН, Москва

Поступила в редакцию 10.11.95 г.

При землетрясении в северо-восточной части о-ва Сахалин, имевшем магнитуду 7.1 и балльность в эпицентре 9, на поверхности возник сейсморазрыв северо-северо-восточной ориентировки общей протяженностью до 35 км. Сейсмогенная подвижка представляет собой правосторонний сдвиг-взброс с амплитудой горизонтальной сдвиговой компоненты до 8 м, а вертикальной взбросовой – до 2 м. Разрыв возник в зоне хорошо известного Верхнепильгунского разлома и унаследовал многие черты морфологии и кинематики этого крупного нарушения земной коры, проявлявшиеся на протяжении всей истории его четвертичного развития. Разлом представляет собой сегмент меридиональной Срединно-Сахалинской шовной зоны. Результаты изучения приповерхностного строения зоны сейсморазрыва в траншеях показывают, что и ранее в этом же очаге периодически возникали такие же или даже более сильные землетрясения.

ВВЕДЕНИЕ

Землетрясение произошло в северо-восточной части о-ва Сахалин (рис. 1), характеризовалось магнитудой 7.1 и интенсивностью в эпицентре – 9 баллов. В результате главного толчка имелись многочисленные разрушения и человеческие жертвы (в Нефтегорске погибло около двух тысяч человек), были повреждены также здания в г. Оха и других поселках. Очаг землетрясения вышел на поверхность в виде сейсморазрыва длиной около 35 км, протянувшегося в северо-северо-восточном направлении от северных склонов горы Осой до района г. Нефтегорска. Эта часть о-ва Сахалин характеризуется редкой дорожной сетью, залесенностью, слабохолмистым рельефом, наличием нескольких текущих к востоку небольших рек и заболоченностью равнинных мест: долин рек, ручьев и прочих понижений. В связи с этим прослеживание сейсмодислокаций на всей площади эпицентральной зоны сталкивается с некоторыми трудностями. Тем не менее сейсморазрыв был закартирован практически на всем его протяжении (в картировании участвовали Б.А. Борисов, А.И. Кожурин, М.И. Стрельцов и автор) в пеших и вертолетных маршрутах, выделены и задокументированы в детальном масштабе его морфокинематические разновидности, приповерхностное строение изучено в траншеях (рис. 2 - 4).

Кроме данных геологического обследования в эпицентральной зоне землетрясения, собраны материалы о распределении повторных толчков за более чем месячный период времени (июнь - первая декада июля 1995 г.). Наблюдения проводились сотрудниками Эпицентральной сейсмологической экспедиции ОИФЗ РАН под руководством К.Г. Плетнева с помощью телеметрической

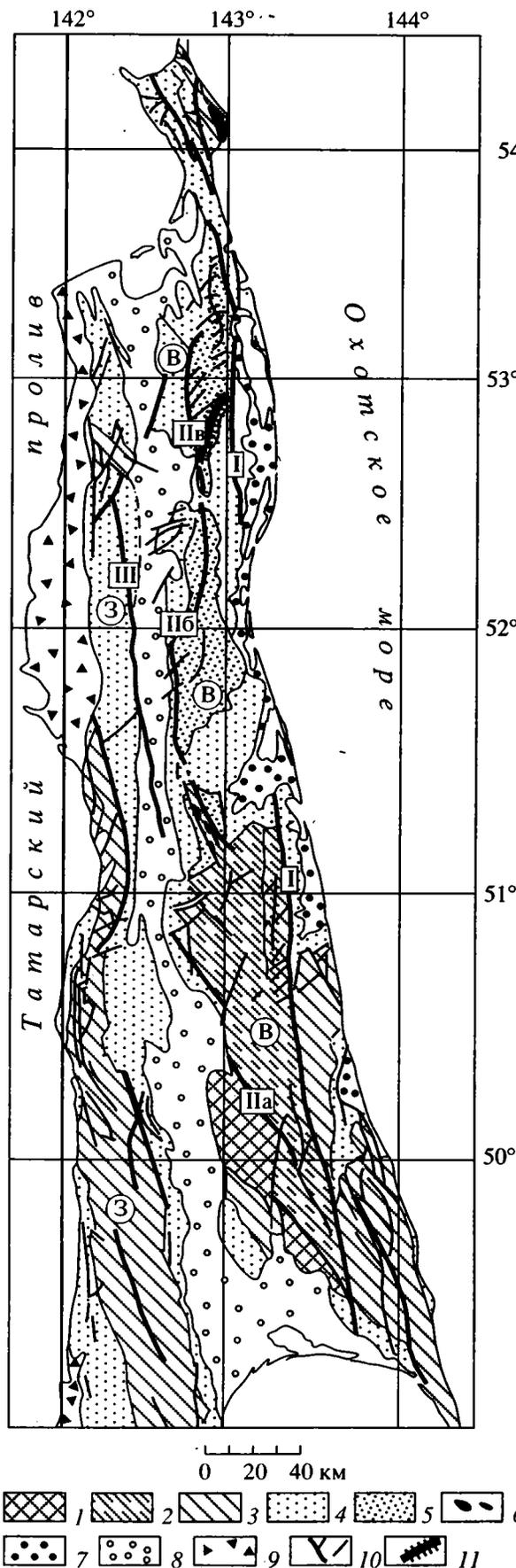
сети сейсмических станций с большой точностью определения координат и глубин гипоцентров афтершоков. Эти материалы позволяют представить строение сейсмического очага на глубине.

Наконец, северо-восточная часть о-ва Сахалин – хорошо изученный геолого-геофизическими методами район [1 - 4, 8 - 12, 15 - 17, 19 и др.]. Здесь в разные годы проводились геологическая съемка, структурное бурение, сейсморазведка и другие работы, на основании результатов которых можно составить представление о строении геологической среды на поверхности и в глубине.

Все эти данные позволяют предложить пространственную модель очага землетрясения и выявить сейсмогенерирующую структуру, ответственную за его возникновение. С другой стороны, характер подвижки в очаге каждого сильного сейсмического события отражает основные тенденции современного геологического развития региона, в котором оно возникает. Это может послужить основой для выяснения главных черт геодинамики в огромной зоне подготовки такого сильного землетрясения, как Нефтегорское.

СЕЙСМОРАЗРЫВ НЕФТЕГОРСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Согласно собранным в поле в эпицентральной зоне материалам, сейсморазрыв представляет собой правосторонний сдвиг, на большей части протяжения которого отмечается также и взбросовая составляющая. Четко выявляются, таким образом, участки взбросо-сдвигового и чисто сдвигового типов. Амплитуда сдвига оценивается по смещению троп, дорог, старых следов тракторов и вездеходов и составляет от 8 м в центральной части этой



первичной сейсмодислокации до нескольких сантиметров на её окончаниях. Большая часть разрыва имеет амплитуду этой горизонтальной подвижки 3 - 4 м. Вертикальная амплитуда взбросовой составляющей достигает в некоторых местах 2 м, однако в основном она не превышает 1 - 1.5 м. На юго-юго-западном и северо-северо-восточном окончаниях сейсморазрыва она составляет обычно первые сантиметры. Различается строение участков взбросо-сдвигового и чисто сдвигового типов. На первых разрыв выражен резким уступом, у которого приподнято западное (запад-северо-западное) крыло. Уступ нарушается системой зияющих кулисных трещин и поперечных к ним валов и антиклиналей сжатия (см. рис. 3, А, Б). Трещины местами сопровождаются внедрениями желтого песка из подпочвенных горизонтов разреза в виде нептунических даек. Ширина зоны, пораженной этими нарушениями, составляет от 3 - 5 м вблизи окончаний сейсморазрыва до 10 - 15 м в его центральной части. Относительное поднятие и опускание поверхности в крыльях разрыва прослеживаются и на удалении от него настолько, насколько можно охватить глазом.

На участках чисто сдвигового смещения по разрыву отмечается непрерывный антиклинальный вал, на котором почва приподнята и нарушена диагональными трещинами (см. рис. 3, В). В двух траншеях, пройденных вкострости простираения этого вала, выяснено, что они образованы подъемом или диапировым внедрением сухого твердого (см. рис. 4, Б) или разжиженного (см. рис. 4, А) желтого песка окобыкайской свиты миоцена, очевидно, в обстановке поперечного сжатия. При этом в дерновом слое часто образуются разрывы и складки, опрокинутые в направлении на запад, а иногда лежащие и ныряющие. Кроме того, этот сейсмогенный приразрывный вал с обеих сторон сопровождается компенсационными понижениями поверхности на несколько сантиметров. В траншеях видно, что современная почва, вообще очень скудная и маломощная на северо-восточном Сахалине (за исключением болот, где развиты

Рис. 1. Обзорная тектоническая схема Центрального и Северного Сахалина.

1 - 6 - сводово-блоковые поднятия (В - Восточно-Сахалинское, З - Западно-Сахалинское): 1 - 5 - структурные комплексы: 1, 2 - нижние (1 - палеозойский (?), 2 - мезозойские), 3 - средний (мел-палеогеновый), 4 - верхний (неогеновый), 5 - он же в ядре поднятия Восточного Сахалина; 6 - офиолиты; 7 - 9 - депрессии: 7 - Восточно-Сахалинская, 8 - Тымь-Поронайская (Центральная), 9 - Углегорская (Западно-Сахалинская); 10 - разломы; 11 - сейсморазрыв Нефтегорского землетрясения. Названия разломов (римские цифры в квадратах): I - Хоккайдо-Сахалинский, II - Срединно-Сахалинский (а - Невско-Первомайский, б - Давыцкий, в - Верхнепильгунский сегменты), III - Центрально-Сахалинский.

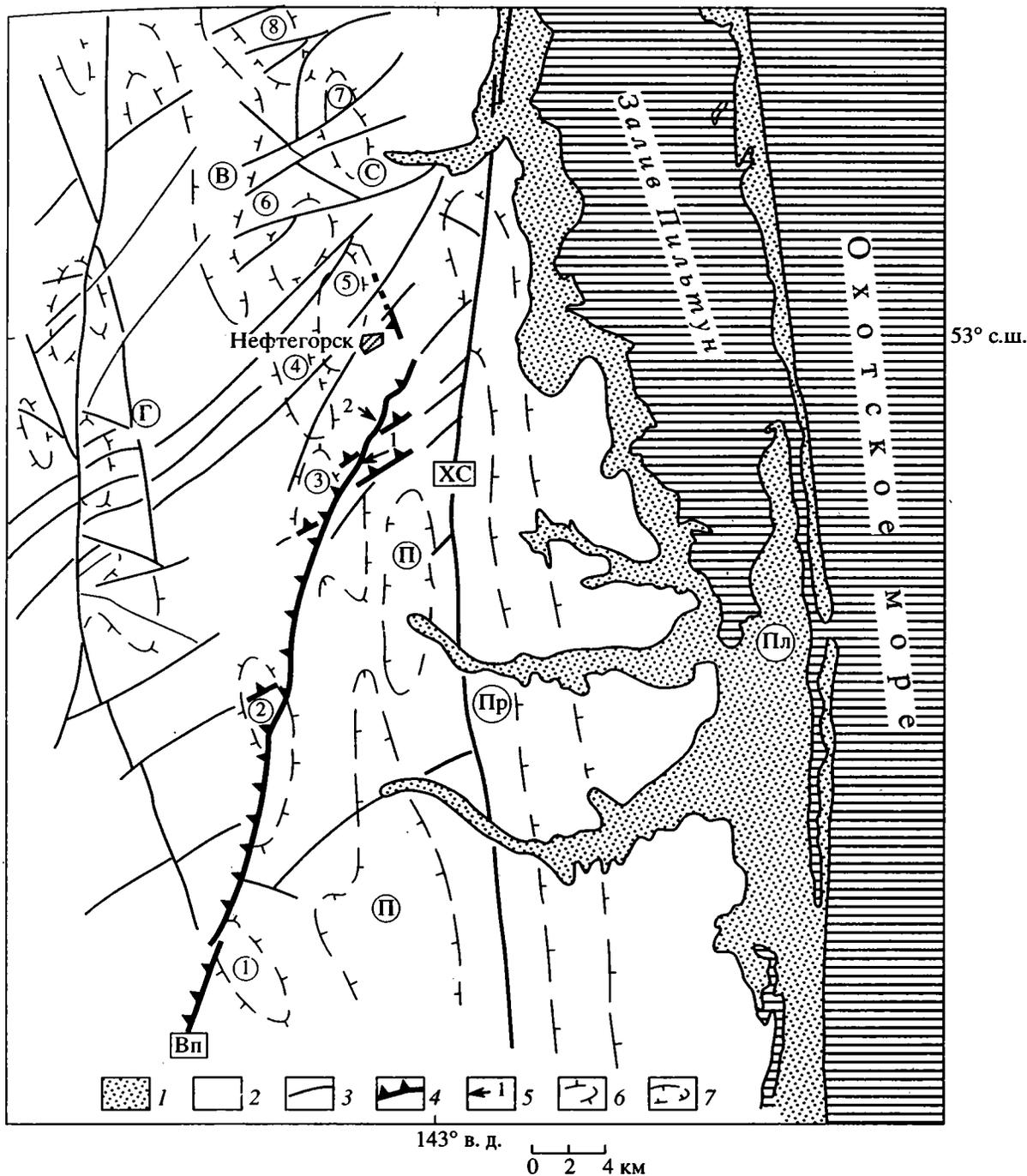


Рис. 2. Схематическая геологическая карта очаговой области Нefтегорского землетрясения.

1, 2 – отложения: 1 – четвертичные, 2 – неогеновые; 3 – разломы; 4 – сейсморазрыв землетрясения (зубчиками показано направление падения поверхности сместителя); 5 – положение и номера траншей; 6, 7 – складки: 6 – антиклинальные (цифры в кружках: 1 – Таксонская, 2 – Верхнепильтунская, 3 – Среднепаромайская, 4 – Южно-Кенигская, 5 – Кенигская, 6 – Малосабинская, 7 – Сабинская, 8 – Западно-Сабинская), 7 – синклинали. Крупные складчатые структуры (буквы в кружках): группы антиклиналей: Г – Гыргыланьская, С – Сабинская, Пр – Паромайская; синклинали: В – Волчинская, П – Среднепильтунская; Пл – Пильтунская впадина. Крупные разломы (буквы в квадратах): Вп – Верхнепильтунский, ХС – Хоккайдо-Сахалинский.

торфяники), испытывает в этих понижениях значительное увеличение мощности. Этот факт, а также наличие на глубинах от 50 см до 1.5 м остатков древних погребенных палеопочв (см. рис. 4, Б) сви-

детельствуют в пользу проявлений более ранней активности вдоль этого разрыва с образованием аналогичного вала и компенсационных желобков. В то же время наличие в районе траншеи № 1

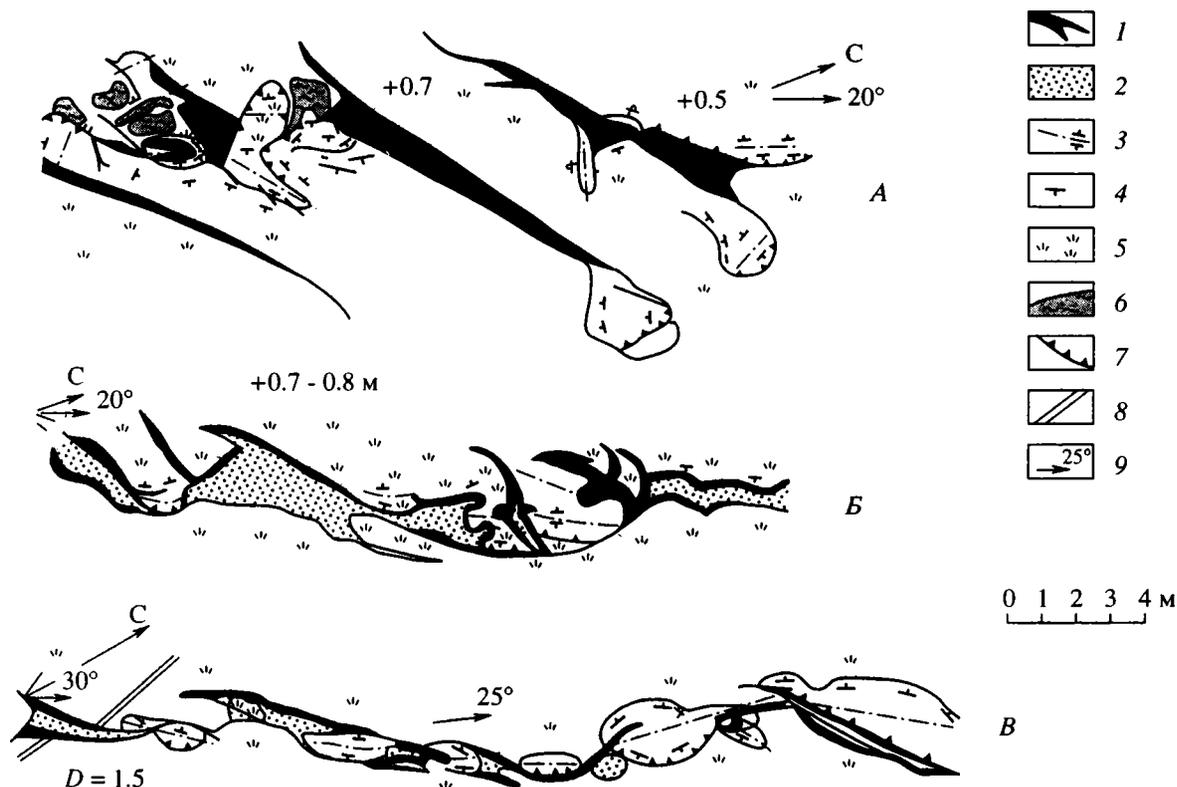


Рис. 3. Детальный план сейсморазрыва на отдельных участках: А, Б – со взбросо-сдвиговой, В – с правосдвиговой морфокинематикой.

1 – зияющие трещины в почвенном (и торфяном) слое; 2 – проглядывание песков окобыкайской свиты миоцена; 3 – оси валов сжатия; 4 – направление простирания и падения деформированной дневной поверхности; 5 – дерн; 6 – пласты дерна в опрокинутом залегании; 7 – взбрасывание или надвигание почвенного слоя; 8 – тропа, смещенная сейсморазрывом на участке В; 9 – простирание сейсморазрыва. Цифры со знаком плюс на А и Б – амплитуда вертикального смещения взброшенного крыла в метрах. D на В – амплитуда правосдвигового смещения в метрах.

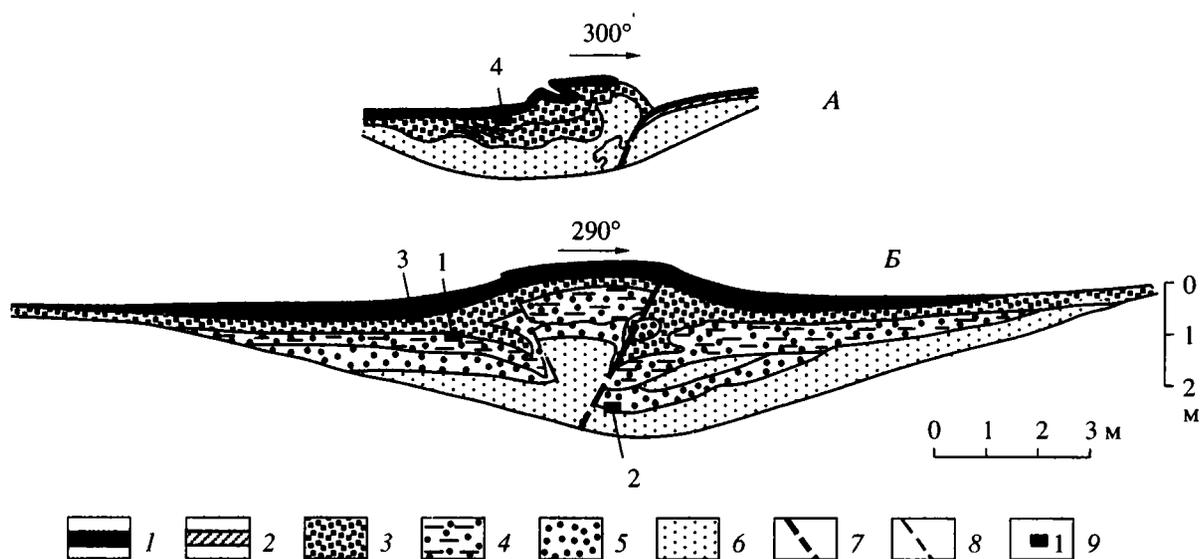


Рис. 4. Приповерхностное строение сейсморазрыва в траншеях (А – траншея № 2, Б – траншея № 1, см. рис. 2). Зарисовки в одном масштабе.

1 – современная почва; 2 – суглинок; 3 – белый кварцевый песок; 4, 5 – погребенные палеопочвы: 4 – твердый и 5 – рыхлый горизонты; 6 – желтый песок окобыкайской свиты миоцена; 7, 8 – плоскость сместителя сейсморазрыва: 7 – основная, 8 – дополнительная; 9 – места отбора образцов для определения абсолютного возраста (1 – ГИН 8445, 2 – ГИН 8446, 3 – ГИН 8447, 4 – ГИН 8448).

(см. рис. 4, Б) остатков опрокинутой к западу син-клинальной складки в слое погребенной палеопочвы позволяет утверждать, что такая активность имела импульсный характер, т.е. была связана с древними землетрясениями, поскольку такие же в точности складки образовались при Нефтегорском толчке в современной почве (см. рис. 4, А).

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ОЧАГА

Данные о геологическом устройстве и тектонике района Нефтегорского землетрясения позволяют связать возникший на поверхности сейсморазрыв с известным Верхнепильтунским разломом [23]. Этот разлом выявлен в 50 - 60-х годах путем геологической съемки и структурного бурения, а позже прослежен на профилях сейсморазведки в виде взброса, поверхность сместителя которого погружается к запад-северо-западу под углами 50 - 70° [3, 7]. В приповерхностных слоях в стенках траншей наблюдается погружение поверхности сместителя сейсморазрыва в том же направлении под углами около 60° (см. рис. 4). Верхнепильтунский разлом четко выделяется на космических и аэрофотоснимках по резкому изменению фототонов, в региональных магнитном и гравитационном полях [7, 20, 21]. Показательно, что он, имея в целом северо-северо-восточное простирание, в районе Нефтегорска приклоняется к крупнейшей тектонической линии Восточного Сахалина – меридиональному Хоккайдо-Сахалинскому взбросо-надвигу [3], при этом морфология последнего принципиально изменяется. Если к югу от места сочленения плоскость этого разлома характеризуется пологим падением на восток, то севернее он, так же, как и Верхнепильтунский взброс, по данным сейсморазведки приобретает западное падение сместителя [7, 20].

По материалам геологической съемки и структурного бурения зона Верхнепильтунского разлома сопровождается серией приразломных брахиантиклиналей, относящихся к Гыргыланынской и Сабинской группам складок [3]. Крупнейшими из них, сопровождающими разлом на активизировавшейся при землетрясении части, являются Таксонская, Верхнепильтунская, Среднепаромайская, Южно-Кенигская и Кенигская антиклинали (см. рис. 2). Складки выражены в рельефе дневной поверхности пологими поднятиями, а междускладчатые участки представлены заболоченными понижениями [1, 18]. Бурением установлено, что на глубине разлом разрезает Верхнепильтунскую и Среднепаромайскую брахиантиклинали, несколько смещает их оси, а слои пород, образующие восточные части складок, существенно опущены относительно разновозрастных слоев, слагающих западные их части (см. рис. 2). Таким образом, позднеплиоцен-четвертичная активность

Верхнепильтунского разлома сказалась и на деформации приразломных антиклиналей.

Вообще морфокинематика сейсморазрыва различается именно в соответствии с положением его отрезков в складчатой структуре. В ядрах и на крыльях антиклиналей разрыв приобретает вид взбросо-сдвига, а в междускладчатых пространствах – чистого сдвига. Несколько изменяется также и простирание сейсморазрыва в антиклиналях и вне их. В связи с этим при генеральной ориентировке сейсморазрыва с юго-юго-запада на северо-северо-восток зона его как бы “рыскает” на отдельных участках.

Таксонская и Кенигская антиклинали располагаются на дистальных окончаниях сейсморазрыва, олицетворяя собой структуры присдвигового сжатия. В этом смысле важно, что с последней складкой связана опоясывающая ее по восточному крылу самостоятельная система сейсмодислокаций – малоамплитудных правых взбросо-сдвигов, цепочек грифонов, валов сжатия, полей растрескивания и мелкого гофрирования поверхности (см. рис. 2). По-видимому, эти нарушения отражают сейсмогенную деформацию крупной складки на окончании всего поля сейсмодислокаций, ее сжатие и некоторое вращение против часовой стрелки.

Из сказанного следует, что сейсморазрыв Нефтегорского землетрясения наследует многие черты Верхнепильтунского активного разлома, а подвижка при землетрясении представляет собой факт дальнейшего его развития, поскольку отражает тенденции его эволюции на протяжении долгого геологического времени.

ДРЕВНЯЯ СЕЙСМИЧЕСКАЯ АКТИВНОСТЬ ОЧАГА

Для восстановления истории возможной древней сейсмической активности очага Нефтегорского землетрясения из пройденных вкрест сейсморазрыва траншей (см. рис. 4) были отобраны образцы палеопочв на определение абсолютного возраста радиоуглеродным методом. Выяснилось, что в траншее № 1 (см. рис. 4, Б) погребенная палеопочва, расположенная в западном крыле сейсморазрыва, образовалась 1800 ± 40 лет назад (ГИН 8445). В восточном крыле аналогичная палеопочва имеет возраст 1850 ± 180 лет (ГИН 8446), а расположена на один метр ниже горизонта, вскрытого в западном крыле. В основании современной почвы, имеющей в западном крыле сейсморазрыва мощность до 35 см, отобран образец, возраст которого составляет 1410 ± 40 лет (ГИН 8447). Поскольку линзы палеопочвы имеют максимальную мощность в компенсационных впадинах, сопровождающих с обеих сторон приразломный вал (где аналогичная почва тоньше), и представляют собой карманы, заполненные материалом

особой приразрывной фации, то можно сказать, что их возраст близок к возрасту палеоземлетрясений, возникавших в этом же очаге и проявившихся в виде выхода его на поверхность по этой же системе сейсморазрывов.

Во второй, более северной, траншее (см. рис. 4, А) не обнаружено горизонтов захороненных палеопочв на глубине 0,5 - 1 м. Здесь наблюдаются лишь линзы осветленного миоцен-плиоценового песка. А современная почва резко различается по мощности в крыльях разрыва. Юго-восточное крыло с поверхности сложено мало-мощной почвой (2 - 3 см), подстилающейся десятисантиметровым слоем серого суглинка, а северо-западное – перекрывается торфяной почвой мощностью до 30 см. По-видимому, такое строение определяется существованием в древности уступа, приуроченного к разлому, когда северо-западное крыло было опущено относительно юго-восточного на 20 - 30 см и заболачивалось. Время возникновения этого небольшого уступа определяется возрастом самого нижнего горизонта торфяной почвы. По данным радиоуглеродного анализа это – 1060 ± 40 лет (ГИН 8448). Образование выраженного в рельефе поверхности уступа, очевидно, было связано с импульсной подвижкой по разлому, т.е. с сильным доисторическим землетрясением.

Таким образом, возникает ряд из трех сильных землетрясений, происшедших в древности в этом сейсмическом очаге и проявившихся в виде сейсморазрывов по той же системе сейсмодислокаций. Промежуток времени от одного толчка до другого составляет около 400 лет. Более молодые, чем 1000 лет назад, палеоземлетрясения (или одно землетрясение) также могли иметь место, однако безусловных следов такой сейсмогенной подвижки установить не удается.

РОЛЬ ВЕРХНЕПИЛЬТУНСКОГО РАЗЛОМА В СОВРЕМЕННОЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКЕ САХАЛИНО-ОХОТОМОРСКОГО РЕГИОНА

Верхнепильтунский разлом является сегментом протяженной зоны разломов, которую следует выделить в качестве особого Срединно-Сахалинского шва. В плане эта структура имеет полугую дугообразную форму. Дуга обращена выпуклостью на запад. В южной части восточной половины острова у залива Терпения зона выражена Невским и Первомайским разломами, имеющими северо-западную ориентировку [23]. Здесь она причленяется к меридионально ориентированному Хоккайдо-Сахалинскому шву, широкая зона разломов которого трассируется по территории Сахалина вдоль берега Охотского моря от залива Терпения до п-ова Шмидта [23]. Невско-Первомайский и Хоккайдо-Сахалинский

разломы обрамляют с запада и востока соответственно блок Восточно-Сахалинских гор, сложенный палеозойскими (?) и мезозойскими образованиями, составляющими цоколь всего Восточно-Сахалинского поднятия. Вдоль Срединно-Сахалинской разломной зоны трассируются выходы меловых офиолитов и метаофиолитов [3]. В то же время с Первомайской шовной зоной связаны мощные толщи меловых олистостром (мощностью более 3000 м), относимые к древней Аниво-Гомонской тектонической зоне [13].

Таким образом, можно полагать, что Невско-Первомайский разлом является не только межзональным, разделяя в палеозойско-мезозойском этаже структурно-формационные зоны с разным составом пород [13], но также имеет глубинное, возможно, мантийное заложение и древнюю историю становления. В современной структуре зона разлома представляет собой серию чешуй, разделенных правосторонними сдвиго-взбросами. Взброшено обычно восточное крыло. Целая серия молодых диагональных разломов северо-восточного простирания осложняет эту чешуйчато-разрывную зону, перерезая и смещая ее. Так что фронтальная часть шва имеет в плане фестончатые очертания (см. рис. 1). Эти осложняющие разрывы – молодые плиоцен-четвертичные нарушения. То, что они секут Невско-Первомайскую шовную зону, также подтверждает относительную древность последней.

На участке Срединно-Сахалинской зоны разломов от р. Ныш до р. Вал для нее характерна в основном меридиональная ориентировка. Этот отрезок зоны называется Давыкским разломом [23]. Разлом (иногда выделяется два близпараллельных разлома) в целом разграничивает осевую зону Восточно-Сахалинского сводово-блокового поднятия, сложного слабо литифицированными терригенными толщами нижнего-среднего миоцена, и его западный склон, образованный сходными по составу породами верхнего миоцена-плиоцена. Отмечается несколько кулисных подставлений в этой единой зоне разлома, а также ряд брахиантиклинальных складок, крупнейшие из которых – Нуумпальская и Давыкская. Так же, как на южном Невско-Первомайском сегменте Срединно-Сахалинской шовной зоны, Давыкский отрезок характеризуется правосдвиговой кинематикой. Он часто нарушается и смещается молодыми непротяженными разрывами северо-восточного простирания, по-видимому, являющимися опоряющими структурами, осложняющими эту протяженную зону правосдвиговой морфокинематики.

Наконец, северный отрезок Срединно-Сахалинской шовной зоны имеет название Верхнепильтунского разлома. Его строение уже освещалось выше. Следует только повторить, что на этом участке шовная зона, приобретая северо-северо-восточное простирание, вновь соединяется

с другой крупнейшей зоной разломов – меридиональной Хоккайдо-Сахалинской. Структурный рисунок в области сочленения этих дизъюнктивных зон очень сложный. Собственно Верхнепильгунский разлом представляет лишь одну из ветвей, самую южную, виргирующего пучка разломов, образующих структуру типа конского хвоста (см. рис. 1). Причем каждый из этих разломов причленяется к Хоккайдо-Сахалинскому в разных местах на протяжении 30 км простираения последнего. В области сочленения пучок разломов сопровождается многочисленными антиклиналями Гырғыланьинской и Сабинской групп складок, в совокупности составляющих северную периклиналль так называемой Восточной антиклинальной зоны. Таким образом, как и на южном отрезке, в северной части Хоккайдо-Сахалинская и Срединно-Сахалинская зоны разломов обрамляют осевую зону Восточно-Сахалинского сводово-блокового поднятия вблизи его северного окончания.

Срединно-Сахалинская шовная зона далее Гырғыланьинской группы складок на север не прослеживается. Поэтому можно считать, что здесь она полностью сливается с Хоккайдо-Сахалинской через серию сравнительно небольших разломов.

Приуроченность сейсмического очага Нефтегорского землетрясения к одной из ветвей зоны Срединно-Сахалинского разлома в области его сочленения с Хоккайдо-Сахалинским швом становится с этих позиций объяснимой. Обычно столь сильные сейсмические события связаны с сейсмогенерирующими структурами очень крупного ранга. Как видно из предыдущего описания, две указанные зоны разломов являются крупнейшими нарушениями Восточного Сахалина. Причем Срединно-Сахалинская представляется более долгоживущей. Более того, к югу Хоккайдо-Сахалинский разлом по дну залива Терпения и Охотского моря трассируется на о-в Хоккайдо, соединяясь со структурами Японского архипелага [25], а на севере Сахалина он же проходит через офиолитовый пояс п-ова Шмидта и далее в акватории Охотского моря объединяется с Западно-Охотским близмеридиональным разломом [23]. Этот разлом наряду с другим крупнейшим разломом – Центрально-Сахалинским – прослеживается под северной ванной Охотского моря до побережья Колымы. Они оба выходят на сушу под названиями Ульбейского и Кетадинского активных правосторонних сдвигов соответственно [6, 10]. Здесь эти два разлома обрамляют с запада Охотоморскую литосферную плиту. Т.е. эти разломы занимают ту же геодинамическую позицию, что и Хоккайдо-Сахалинский и Срединно-Сахалинский на о-ве Сахалин.

По данным В.В. Харахинова и др. [23], Хоккайдо-Сахалинский разлом почти на всем своем протяжении разделяет районы Сахалина с различными типами литосферы. По-видимому, он

наряду с более западными и восточными разломами Сахалина представляет собой элемент сложной зоны сочленения Охотоморской области и Евразии. В этом смысле важно, что тектонические зоны Восточно-Сахалинского сводово-блокового поднятия и в поздне меловое время отражают палеогеодинамическую обстановку границы между океаном и островной дугой [13]. Сам этот древний шов совпадает с зоной Срединно-Сахалинского разлома.

Таким образом, Нефтегорский сейсмический очаг действительно возник в одной из структур, играющих важнейшую роль в современной геодинамике переходной зоны от Евразийского континента к Тихому океану через Хоккайдо-Сахалинскую островную дугу и Охотское море.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЯВЛЕНИЙ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ. ТЕКТОНИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ОЧАГА

О поверхностной структуре очага можно составить представление по его выходу на дневную поверхность в виде сейсморазрыва. А о строении на глубине позволяют судить сейсмологические данные о пространственном распределении афтершоков. В ближней к землетрясению зоне в июне – первой декаде июля 1995 г. работала Эпицентральная сейсмологическая экспедиция ОИФЗ РАН. Расставленная ее сотрудниками полевая сеть телеметрических сейсмических станций позволила зарегистрировать около 700 повторных толчков силой от 8 до 13 энергетических классов.

Согласно этим данным, облако эпицентров афтершоков вытянуто в направлении с юго-юго-запада на северо-северо-восток на 70 км при ширине 10 - 15 км. Эпицентры в большей степени тяготеют к западному взброшенному крылу сейсморазрыва и к его дистальным окончаниям. На восточном крыле сконцентрировано намного меньше повторных толчков. Фокальные глубины гипоцентров попадают в интервал от 0 до 17 - 18 км, хотя имеются отдельные толчки на больших глубинах (до 25 км). Отмечается некоторое заглубление гипоцентров к западу от линии сейсморазрыва, что может интерпретироваться как свидетельство погружения плоскости очага в этом направлении.

Скопление эпицентров на севере и юге очаговой зоны хорошо согласуется с положением крупных брахиантиклиналей – Кенигской и Осойской соответственно. А наличие по восточной периферии Кенигской складки системы малоамплитудных правосторонних взбросо-сдвигов говорит в пользу вращения этой структуры против часовой стрелки в момент землетрясения.

Кроме основного поля афтершоков, выделяется отдельная поперечная линейная ветвь эпицентров, ориентированная в запад-северо-западном направлении. Фокальные глубины здесь – от 0 до 12 - 13 км. По геологическим материалам в этом месте нет какой-либо зоны разломов соответствующей ориентировки. Однако на космическом фотоплане [22] устанавливается линейament запад-северо-западного простирания, протягивающийся от Верхнепильтунского разлома на 25 - 30 км в глубь острова. По-видимому, эпицентры выстраиваются вдоль этого линейамента.

В целом сейсмический очаг Нефтегорского землетрясения представляет собой одну главную плоскость протяженностью около 70 км, ориентированную с юго-юго-запада на северо-северо-восток и погружающуюся под углом 60 - 70° к запад-северо-западу до глубины 15 - 17 км. На центральном отрезке верхняя часть этой плоскости вышла на поверхность в виде сейсморазрыва. Эта плоскость осложнена несколькими дополнительными поверхностями смещения. Крупнейшая – близвертикальная поперечная плоскость запад-северо-западной ориентировки протяженностью 25 - 30 км. На окончаниях главной очаговой плоскости выявляются участки структурного осложнения очага, связанные с вращением блоков и антиклинальных складок в зонах краевого сжатия, сопровождающих правый сдвиг. Так что очаг Нефтегорского землетрясения представляет собой сложную объемную геологическую структуру, которую можно представить себе в виде фрагмента дизъюнктивного узла пересечения Верхнепильтунского разлома и поперечного к нему активного разрыва, выраженного на поверхности в виде космофотолінеамента. Сейсмогенерирующая подвижка по главной плоскости представляет собой участками правосторонний сдвиг или сдвиг-взброс, у которого обычно взброшено западное крыло. Такая реконструкция хорошо согласуется с решением фокального механизма очага [24].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Нефтегорское катастрофическое землетрясение может считаться наиболее изученным сейсмическим событием на территории России. Комплексное геолого-сейсмологическое обследование эпицентральной зоны позволило собрать многочисленные данные об его основных проявлениях. Геологические и сейсмологические эффекты, выявленные при этом, создают ясное представление о строении очага и характере подвижки в нем в момент главного толчка. А детальные сведения о геолого-геофизическом устройстве очаговой области позволяют выявить и закартировать тектоническую структуру, ответственную за возникновение столь сильного землетрясения.

Эта структура, как выяснилось, является одним из элементов глобальной зоны перехода между Евразийским континентом и Охотоморской областью. Правостороннее сдвиговое смещение в очаге может означать моментальную импульсную реализацию тенденции геодинамики региона, которая заключается в правосдвиговых смещениях по близмеридиональным разломам Восточного Сахалина и западной части Охотского моря на протяжении долгого геологического времени. Система кулисообразных разломов Северного Сахалина и многочисленные приразломные складки, по-видимому, обязаны своим возникновением именно процессу крупномасштабных правосдвиговых смещений. Этим объясняется высокая геологическая и заметная сейсмическая активность региона при вялом рельефе и слабой его расчлененности [1, 18]. Таким образом, находят подтверждение предположения о значительных горизонтальных перемещениях на границе Евразийского континента и Охотоморской области [5].

Сложная структура сейсмического очага обусловлена неоднородным устройством геологической среды. В зоне интенсивных долговременных сдвиговых смещений вещество коры настолько нарушено, что подвижка по главной плоскости в зоне разлома на участке протяженностью 70 км и с амплитудой в несколько метров вызывает также смещения по некоторым из многочисленных пересекающих и оперяющих дизъюнктивов. Такие смещения происходят во время главного толчка и порождают дополнительные сейсмические колебания, а, следовательно, активизировавшиеся части их сместителей также относятся к очагу землетрясения. Ранее было показано, что всякое землетрясение с магнитудой более 6, как правило, характеризуется сложным строением очага [14].

Наличие на северо-восточном Сахалине нескольких сходных с Верхнепильтунским по морфокинематике разломов дает основание предположить существование здесь целого ряда высокомагнитудных сейсмогенерирующих зон. А доказанная частая повторяемость сильных сейсмических событий в том же самом Нефтегорском очаге делает этот регион одним из самых сейсмоопасных на территории России.

Работа поддержана Российским фондом фундаментальных исследований (Грант 94-05-16207).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александров С.М. Остров Сахалин. М.: Наука, 1973. 183 с.
2. Алексейчик С.Н. Геологическое строение и газонефтеносность северной части Сахалина. Л.: Гостоптехиздат, 1959. 233 с. (Тр. ВНИГРИ; вып. 135).
3. Геологическая карта Дальнего Востока СССР. Масштаб 1 : 1 500 000. С.-П.: ВСЕГЕИ, 1992. 8 листов. Объяснительная записка. 100 с.

4. Геология СССР. XXXIII. Остров Сахалин. Геологическое описание. М.: Недра, 1970. 431 с.
5. *Зоненшайн Л.П., Савостин В.Г.* Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.
6. *Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М.* Активные разломы и сейсмотектоника Северо-Восточной Якутии. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1990. 139 с.
7. *Кононов В.Д., Альперович И.М., Слуднев Ю.Г., Харахинов В.В.* Геологическое строение Северо-Сахалинской нефтегазоносной области по данным комплексных геофизических исследований. М.: ВИЭМС, 1979. 42 с.
8. *Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А.* Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1965. 366 с. (Тр. ГИН; Вып. 134).
9. *Мельников О.А.* К вопросу геотектонического районирования о. Сахалин. Южно-Сахалинск, 1962. С. 3 - 18. (Тр. СахКНИИ. Вып. 12. Геология и геофизика).
10. *Парфенов Л.М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 191 с.
11. *Пуцаровский Ю.М.* О тектонике Сахалина // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1964. № 12. С. 42 - 61.
12. *Пуцаровский Ю.М.* Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 221 с.
13. *Рихтер А.В.* Сахалин // Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. С. 250 - 259.
14. *Рогожин Е.А.* Тектоника очаговых зон сильных внутриконтинентальных землетрясений // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. Вып. 1. М.: ОИФЗ РАН, 1993. С. 217 - 227.
15. *Рождественский В.С.* Сдвиги северо-восточного Сахалина // Геотектоника. 1975. № 2. С. 85 - 97.
16. *Рождественский В.С.* Роль сдвигов в структуре Сахалина // Геотектоника. 1982. № 4. 99 - 111.
17. *Рудич Е.М.* Основные закономерности тектонического развития Приморья, Сахалина и Японии. М.: Изд-ние АН СССР, 1962. 272 с.
18. *Соловьев В.В., Ганешин Г.С.* Развитие рельефа и формирование четвертичных отложений Сахалина. М.: Недра, 1971. 157 с.
19. Строение дна Охотского моря. М.: Наука, 1981. 176 с.
20. *Сычев П.М.* Особенности строения и развития земной коры Сахалина и прилегающих к нему акваторий. М.: Наука, 1966. 123 с.
21. *Тихомиров В.М.* Плотность горных пород и геологическое картирование в условиях Сахалина. М.: Наука, 1970. 111 с.
22. Фотоплан. Николаевск-на-Амуре. Лист N-54. Масштаб 1 : 1 000 000. М.: Госцентр Природа, 1982.
23. *Харахинов В.В., Гальцев-Безюк С.Д., Терещенков А.А.* Разломы Сахалина // Тихоокеанская геология. 1984. № 2. С. 77 - 86.
24. Centroid, moment tensor solution Harvard event – file name CO52795A. May 27, 1995; Sakhalin island, M-7.1.
25. Geological Map of Japan and Adjoining Areas. Scale 1 : 4 000 000. Geol. Surv. of Japan: Aichi Publishing Company Ltd. 1992.

Focal Mechanism of the Neftegorsk, (Sakhalin), Earthquake of May 27(28), 1995

E. A. Rogozhin

During the earthquake on northeastern Sakhalin with a magnitude of 7.1 and an intensity of 9 at the epicenter, a rupture trending north-northeast with a total length of up to 35 km appeared on the surface. The earthquake was related to a dextral reversed strike-slip movement with a strike-slip component of up to 7 m and an upthrow of up to 2 m. The rupture appeared within the well-known Verkhnepil'tunskii fault zone and inherited many morphological and kinematic features of that large crustal fault, repeatedly reactivated throughout its Quaternary history. The fault is a segment of the meridional mid-Sakhalin suture. Trench investigations of the shallow structure of the rupture zone suggest that earthquakes of similar or even higher intensities have repeatedly occurred at this source before.

УДК 551.243(267)

СТРОЕНИЕ И ДЕФОРМАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПОДНЯТИЯ АФАНАСИЯ НИКИТИНА В ИНДИЙСКОМ ОКЕАНЕ (ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ)

© 1996 г. Л. И. Коган, В. Н. Москаленко, А. И. Пилипенко

НИПИОкеангеофизика, г. Геленджик

Поступила в редакцию 15.12.94 г.

На основании обработки и интерпретации 1176 км профилей ГСП – МОГТ и ШГСП и трех широкоугольных зондирований, полученных в совместном рейсе НИС “Исследователь” (НПО Южморгеология Роскомнедра) и “Академик М. Келдыш” (ИО РАН), впервые раскрыта внутренняя структура океанской земной коры поднятия Афанасия Никитина. Показано, что в формировании его и окружающей Центральной котловины главную роль играли процессы длительного внутриплитного сжатия, связанные со сдвиговыми горизонтальными движениями вдоль трансформного разлома Индира, который испытал несколько фаз тектонической активности, обусловленных, вероятно, переориентацией движений литосферных блоков в Северной части Индийского океана. Установлено наличие позднейших тектонических деформаций, главным образом, двух возрастных генераций: раннеэоценовой и позднемиоцен-четвертичной. На более ранних этапах развития возвышенности Афанасия Никитина деформации были приурочены к сдвиговым перемещениям вдоль разлома Индира, по простиранию которого отмечается чередование структур сжатия и растяжения, что свидетельствует о дифференцированных движениях внутри коры. Таким образом, анализ данных ШГСП и ГСП–МОГТ позволили показать, что сформировавшееся как вулканическая структура поднятия Афанасия Никитина подверглось в ходе эволюции нескольким этапам тектонического сжатия и имеет вулкано-тектоническую природу, что альтернативно по отношению к ранее выдвинутой гипотезе его генезиса в горячей точке, определяющей только вулканическую природу поднятия.

ВВЕДЕНИЕ

В январе–марте 1990 г. в соответствии с Общегосударственной программой исследований Мирового океана были выполнены сейсмические эксперименты по разработке методики широкоугольного глубинного сейсмического профилирования (ШГСП) и исследования внутриплитовых деформаций земной коры северо-западной части Индо-Австралийской плиты, на полигоне $0^\circ - 6^\circ$ ю.ш. и $81^\circ - 84^\circ$ в.д., на северо-востоке которого расположена гора Афанасия Никитина (рис. 1) [3]. Работы проводились НПО “Южморгеология” Роскомнедра, Институтом Океанологии им. П.П. Ширшова РАН, НПО “Союзморгео” Минтопэнерго в рамках Временного межотраслевого научного коллектива, образованного Миннауки и РАН. Эксперимент “ШГСП-90” включал два этапа. На первом этапе в январе на НИС “Исследователь” НПО “Южморгеология” было выполнено многоканальное глубинное сейсмическое профилирование (ГСП) МОГТ по трем профилям: 201, 202, 203, секущим поднятие Афанасия Никитина (см. рис. 1), общей протяженностью 807 км. На втором этапе, с приходом в район работ НИС “Академик М. Келдыш” ИО РАН, было выполнено ШГСП–МОГТ по профилю 301/90 протяженностью 376 км и три зондирования с длиной годографа 25 км [4]. Эта информация после ее обработки на ИВЦ НПО

“Южморгеология” в г. Геленджике и КОМЭ “Союзморгео” (г. Краснодар) легла в основу предлагаемой ниже геологической интерпретации.

ТЕХНИЧЕСКИЕ СРЕДСТВА И МЕТОДИКА

При выполнении ГСП–МОГТ на НИС “Исследователь” использовались пневматические излучатели ПИ-100 (17 и 40 дм³) при глубине погружения 25 - 30 м, пьезосейсмографная 24-канальная сейсмокоса ПСК-2, с длиной активной части 2400 м, регистрирующая цифровая система сбора данных ГАК-24, обрабатывающий судовой вычислительный комплекс на базе ЭВМ ЕС-1011.

На НИС “Академик М. Келдыш” при выполнении ШГСП–МОГТ и зондирований использовались пневматический излучатель ПИ-100 (17 дм³), 48-канальная пьезосейсмографная коса ПСК-6 с длиной активной части 2400 м, цифровая сейсмическая станция “Волжанка-48”, персональный компьютер РС-АТ 286 для оперативной обработки первичных данных. При выполнении ШГСП расстояние между судами определялось высокоточной радио-геодезической системой “Крабик-Б” (разрешение до ± 1 м) и удерживалось равным 5 км. Положение судов в пространстве определялось приемником “Челн” СРНС “Цикада” и “Транзит”

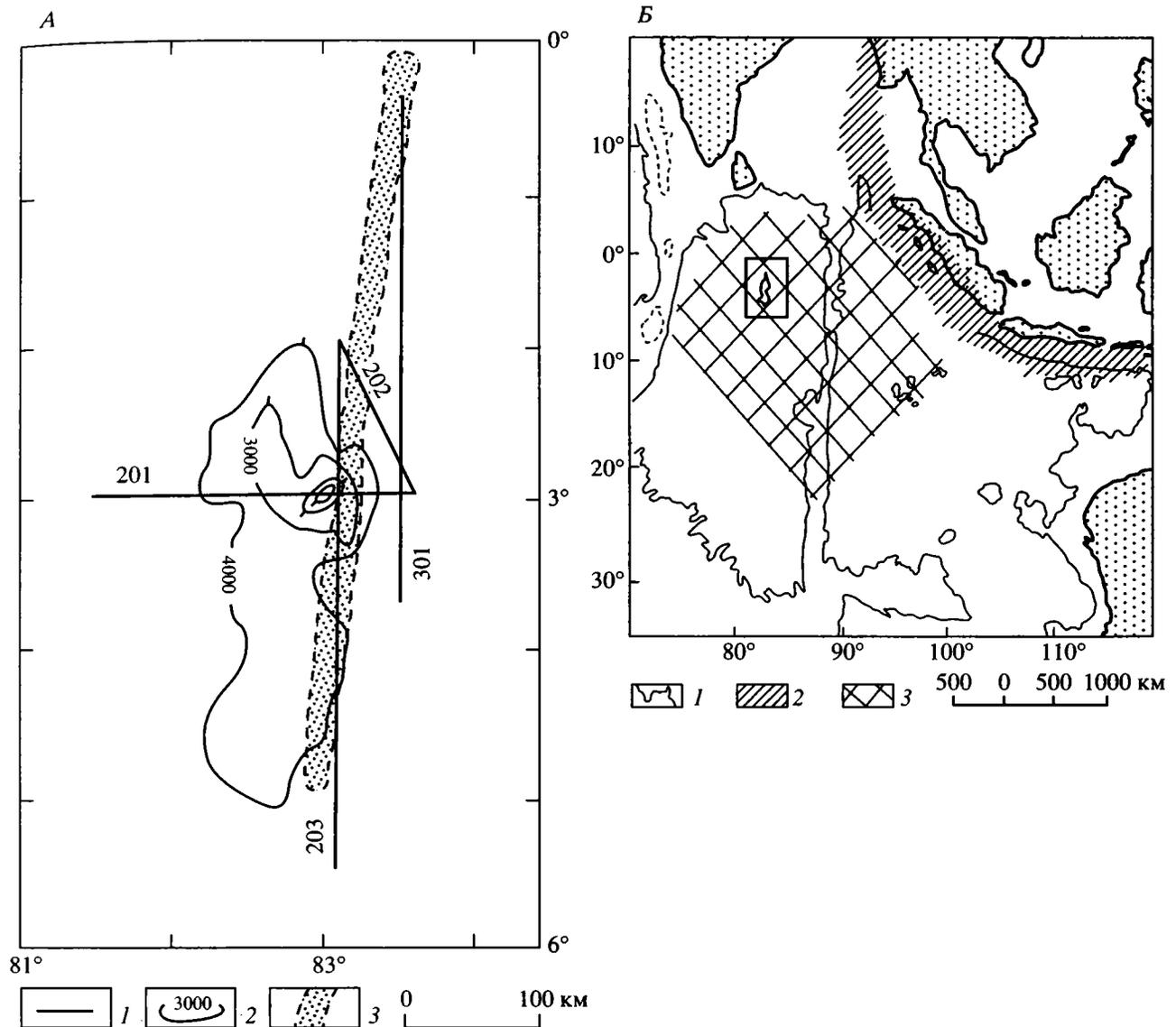


Рис. 1. Схемы расположения сейсмических профилей (А) и полигона (Б) в Индийском океане.

Для А: 1 – сейсмические профили; 2 – изобаты, м; 3 – разлом Индира; для Б: 1 – изобата 4000 м; 2 – зоны поддвига; 3 – зоны деформаций внутри плиты.

с точностью на менее ± 125 км. Координация приема и возбуждения сигналов сейсмических волн на обоих судах осуществлялась по радио системой ССВ-2 [4].

АНАЛИЗ СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Сейсмические исследования были проведены в районе подводного поднятия Афанасия Никитина, располагающегося в Центральной котловине Индийского океана на южной окраине так называемой зоны складчатых деформаций [3, 6 - 44].

Деформации сжатия океанской литосферы в северной части Центральной котловины являются уже длительное время известным и широко освещаемым в литературе геологическим феноменом [1, 2, 5 - 7, 9 - 32]. Главные их отличия заключаются в следующем.

1. Океанический фундамент и перекрывающий его осадочный чехол деформированы в широкие ундуляции широтного простирания с длиной волны 100 - 200 км и амплитудой 2 км. Эти значительные по размерам и амплитуде деформации выражены в гравитационном поле, где они являются аномалиями в свободном воздухе до 30 - 80 мГал [1, 4, 38].

2. Осадочный чехол частично либо полностью нарушен крутопадающими разрывами с расстоянием между блоками 5 - 20 км, которые выполаживаются с глубиной, переходя в кристаллическую кору [7, 8, 14, 15 - 22].

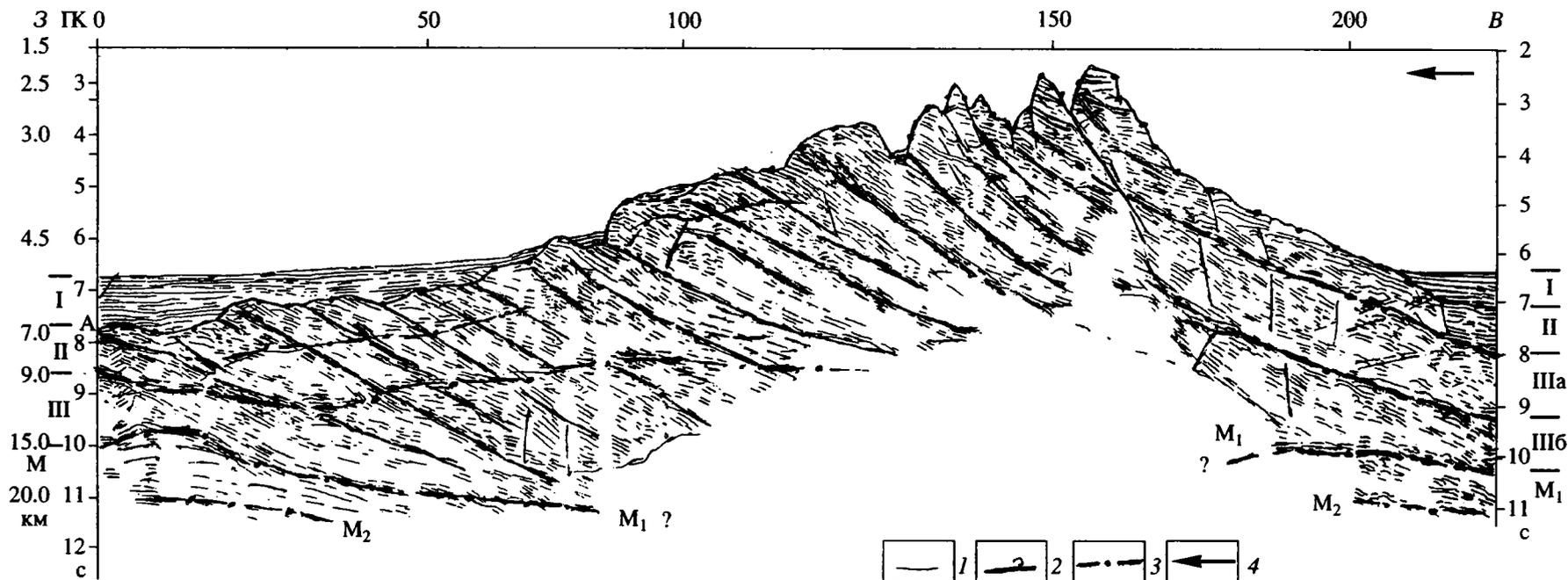


Рис. 2. Разрез по профилю 201 ГСП-МОГТ (см. рис. 1) (вариант интерпретации).

1 – отражающие границы (площадки); 2 – зоны нарушений (срывов); 3 – границы структурных толщ; 4 – направление тектонических перемещений.

I – осадочная; II, III – вторая и третья структурные толщи консолидированной коры. А – горизонт в основании осадочной толщи, залегающий на кровле кристаллического фундамента. М – граница Мохоровичича. ПК – пикетаж в километрах от начала профиля.

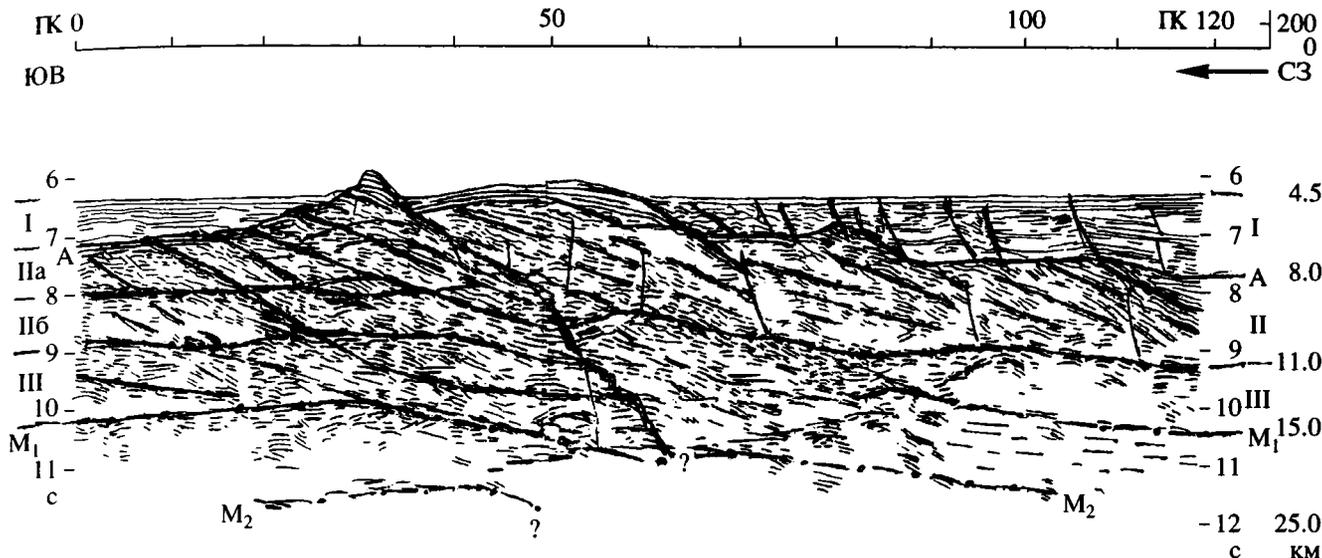


Рис. 3. Разрез по профилю 202 ГСП–МОГТ (см. рис. 1) (вариант интерпретации)
Условные обозначения см. на рис. 2.

3. Высокая сейсмичность и значительное число землетрясений в этом районе свидетельствуют о преобладании деформаций сжатия в северной части Индийской плиты и Восточно-Индийского хребта [1, 19, 28, 32, 37, 39].

4. Аномально высокие значения теплового потока свидетельствуют о высокой дифференциальной подвижности и современных тектонических движениях по разломам [1, 23, 36].

5. Данные бурения ODP подтверждают позднемiocеновый возраст позднейших деформаций в Центральной котловине [20, 25, 30].

Подводное поднятие Афанасия Никитина – это крупная структура, располагающаяся в коре позднемелового возраста Индо-Австралийской плиты. Размеры цоколя поднятия по изобате 4000 м составляют около 350×110 км², а по погребенному под осадками подножью поднятия – до 450×160 км². Оно вытянуто в меридиональном направлении и располагается вдоль западного крыла трансформного разлома Индира (см. рис. 1). В северо-восточной части поднятия находится собственно гора Афанасия Никитина. Ее вершина возвышается над цоколем поднятия более чем на 2500 м. Средняя и вершинная части горы имеют различные ориентировки простирания по отношению к цоколю. Средняя часть горы имеет северо-западное направление, а вершинная – вытянута с юго-запада на северо-восток. Геоморфология поднятия Афанасия Никитина свидетельствует о нескольких этапах формирования этой структуры [3].

К северу от подводной горы Афанасия Никитина располагается обширный осадочный бассейн, который простирается до побережья Индии

и Юго-Восточной Азии и в научной литературе носит название Бенгальского конуса выноса крупнейших рек этого района – Ганга и Брахмапутры [7]. С удалением от поднятия мощность осадочного чехла быстро увеличивается до 2 км, а далее на север, по направлению к устьям рек, увеличивается до 10 - 12 км [7, 8].

На погребенных северных склонах горы Афанасия Никитина горизонтально лежащие осадочные слои выклиниваются, и на уступах, на глубинах океана выше 4700 - 4800 м, обнажаются коренные породы основания поднятия. Осадочные слои подходят к склону горы практически горизонтально и лишь в самой верхней части склона приобретают слабый подъем (3 градуса), облекая фундамент (рис. 2, 3, 4, 5).

Прилегающий к горе Афанасия Никитина осадочный чехол состоит из трех толщ, разделенных границами углового несогласия. Большую его часть в районе горы Афанасия Никитина составляют нижние вторая и третья толщи. Нижняя осадочная толща характеризуется наиболее выдержанной мощностью (0.9 с), средняя толща сокращается в южном направлении от 0.7 до 0.4 - 0.5 с, а в районе погребенного склона горы выклинивается первая (верхняя) толща (рис. 6). Наиболее изменчива мощность верхней толщи, она сглаживает неровности кровли фундамента (второго слоя). В глубоких депрессиях фундамента мощность ее увеличивается до 0.7 - 0.9 с, на выступах – сокращается до 0.2 - 0.3 с. Суммарная мощность второй и третьей толщ на меридиональном профиле 301 по мере удаления от горы постепенно увеличивается в северном направлении до 1.5 - 1.6 с (см. рис. 5).

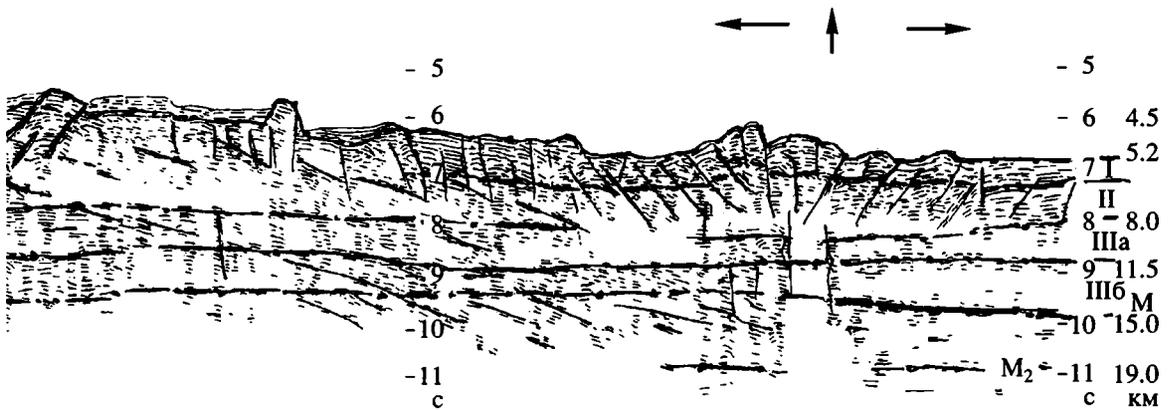
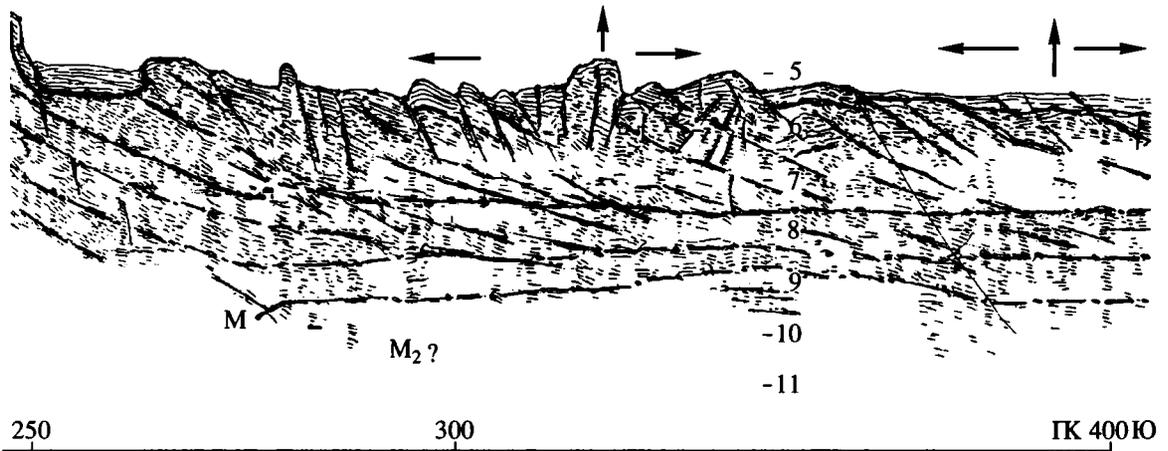
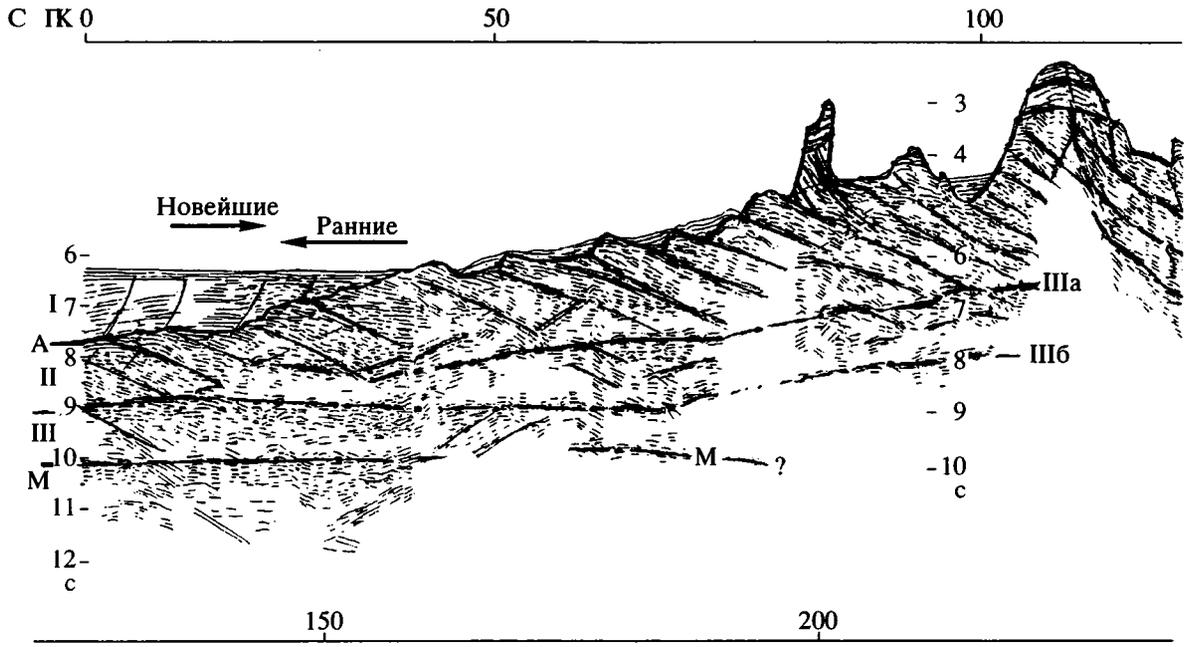


Рис. 4. Разрез по профилю 203 (см. рис. 1) (вариант интерпретации)
Условные обозначения см. на рис. 2.

В подошве третьей осадочной толщи выделяется базальный слой мощностью около 0.2 с, залегающий непосредственно на фундаменте (горизонт А). Этот слой характеризуется высокой отражательной способностью и усиливает контрастность отражений от кровли фундамента на сейсмических разрезах.

Нижние толщи осадочного чехла деформированы в пологие асимметричные складки, и по отношению к ним горизонтально слоистые отложения верхней толщи четко отделяются границей углового несогласия. Угловое несогласие между второй и третьей толщами наблюдается лишь на участке погребенного северного склона цоколя подводной горы Афанасия Никитина, где слоистая нижняя толща поднимается вместе с кровлей фундамента, а перекрывающая ее вторая толща выклинивается на поверхности несогласия (см. рис. 6).

На сейсмических разрезах (см. рис. 2, 3, 4, 5) достаточно уверенно расшифровывается внутренняя структура кристаллической коры. Как уже отмечалось выше, повсеместно прослеживается кровля фундамента, являющаяся опорным сейсмическим горизонтом. В кристаллической коре фрагментарно выделяется группа глубинных отражающих горизонтов, разделяющих основные структурные толщи, из которых наиболее глубоко залегающая (9 - 11 с) отождествлена с границей Мохоровичича. Она располагается примерно на той же глубине, что и подошва земной коры, полученная по данным ГСЗ на полигонах V и VI, расположенных к северо-западу от горы Афанасия Никитина, в области складчатых деформаций [2, 11, 12].

Наклонные отражатели в кристаллической коре, судя по их сложной конфигурации, взаимному положению, пересекающие основные толщи коры, соответствуют поверхностям срыва и скольжения, образовавшимся в процессе тектонических деформаций [4, 16, 19].

Поверхность Мохоровичича в прилегающей к подводному поднятию котловине залегает субгоризонтально и сравнительно уверенно прослеживается на временах около 0 - 10 с. В районе цоколя поднятия она становится прерывистой, прослеживается фрагментарно и погружается на глубину 10 с. Таким образом, мощность земной коры увеличивается примерно на 3 - 5 км под платообразным основанием подводного поднятия Афанасия Никитина. Увеличение мощности земной коры происходит, в основном, за счет ее нижней кристаллической части. В районе собственно подводной горы Афанасия Никитина отраженные волны от границы Мохоровичича выделяются на 10.5 - 11 с, а под вершиной - на 8.5 - 9 с, что составляет 6.5 с подо дном. При средней скорости до М порядка 5 км/с ее глубина составляет около 18 - 22 км. При этом резкое увеличение мощности коры

обусловлено раздутием как верхних, так и особенно нижних ее толщ (см. рис. 2, 3, 4, 5).

Внутренние поверхности раздела кристаллической коры отображают сложную структуру, образовавшуюся в результате сжатия: надвиги, взбросы, линзовидные тела выдавливания и т.д. На профиле 202/91, пересекающем погребенный склон поднятия, выделяется крупное линзовидное тело в верхней части кристаллической коры длиной около 20 км, образовавшееся, по-видимому, в результате прогрессирующего сжатия и выдавливания серпентинита по системе пологих сколов [1] (рис. 7, см. рис. 3). Особенно хорошо чешуйчато-надвиговая структура горы Афанасия Никитина видна на профиле 201/90 и профиле 203/90. Собственно три вершины горы представляют торцы наиболее приподнятых надвиговых пластин, вздернутых на высоту более 3 км над поверхностью котловины за счет раздутия нижней части третьей структурной толщи, образующей под горой линзовидное тело с максимальной мощностью 5 км. На профилях 203, 301 южнее горы Афанасия Никитина наблюдаются зоны смены направления плоскостей срывов и чередование структур сжатия и растяжения (см. рис. 4, 5). На указанных профилях они коррелируются в широтном направлении.

Выявленная структура кристаллической коры свидетельствует о том, что в геологической истории подводного поднятия проявилось несколько раз тектонической активности, приведших к образованию тектонических нарушений и деформаций в теле кристаллической части его коры. Одна из фаз тектонической активности произошла до образования осадочного чехла, до накопления отложений конуса выноса. Об этом свидетельствует хорошо видное на севере профилей 202, 203, 301 несогласное залегание толщ осадочных отложений конуса выноса на дислоцированных структурах кристаллической коры: осадочные слои практически прилегают к погребенному склону поднятия, структура которого уже сформировалась в результате ранней фазы тектонической активности. Данные ODP показывают, что в основании осадочного чехла залегают отложения нижнего палеогена - верхнего мела [23]. Следовательно, подводное поднятие Афанасия Никитина к этому времени уже существовало и подверглось тектоническим деформациям. Очевидно, что именно в эту раннюю фазу тектонической активности и сформировались основные структуры этого подводного поднятия и, в частности, чешуйчато-надвиговые структуры СЗ-го направления.

Наиболее интенсивная фаза тектонической активности более позднего периода, относящаяся к позднемиоценовому времени [11, 25, 41], привела к образованию широко известных складчатых деформаций в осадочном чехле. Эта фаза тектонической активности захватила и подводное

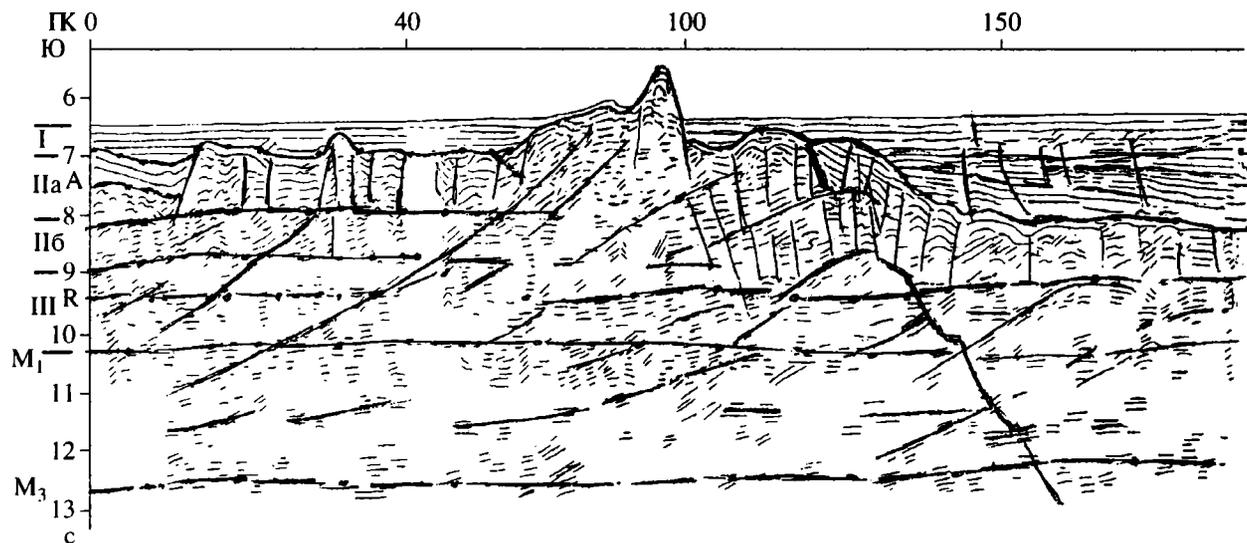


Рис. 5. Разрез по профилю 301 (вариант интерпретации).

R – кровля третьей структурной толщи. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

поднятие Афанасия Никитина. В северной части разрезов по профилям 203, 301, пересекающих поднятие в меридиональном направлении, хорошо видны многочисленные тектонические нарушения в области основания поднятия в виде срывов, взбросов, грабенов, горстов и сбросов (см. рис. 4, 5). Тектонические нарушения секут прилегающий к основанию поднятия осадочный чехол и фундамент. На отдельных участках разрезов хорошо видно, что в последующее после тектонической активности время часть деформированной осадочной толщи была эродирована (рис. 8). Верхняя региональная эрозионная поверхность в осадочном чехле, которая является одновременно и поверхностью углового несогласия между верхней горизонтально слоистой толщей и деформированными нижележащими отложениями, по данным глубоководного бурения, имеет позднеплиоцен-раннеплейстоценовый возраст.

Из анализа структуры кристаллической коры подводного поднятия и прилегающей осадочной толщи следует, что основные деформации произошли в короткие периоды тектонической активности, разделенные продолжительными (30 млн. лет) интервалами времени спокойного осадконакопления: мощная толща конуса выноса (до 10 - 12 км) накопилась за палеоген-неогеновое время севернее поднятия Афанасия Никитина.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ. ВЫВОДЫ

Наиболее яркие тектонические явления такие, как смена направления деформаций, плоскостей срывов, сбросов, взбросов, надвигов, чередование

зон сжатия и узких зон растяжения, наблюдаемые на профилях 201, 202, 203 и 301, требуют объяснения. Выше указывалось, что поднятие Афанасия Никитина находится на разломе Индира меридионального направления. Возвышенность вытянута в этом же направлении. Ось разлома, судя по смене направления плоскостей скольжения срывов, должна располагаться между профилями 203 и 301. Иначе трудно объяснить противоположную направленность деформаций сжатия на профиле 203 в его северной части (севернее вершины горы Афанасия Никитина), где преобладающее направление плоскостей скольжения надвигов с юга на север, и в южной части профиля 301, севернее пересечения с профилем 201, где направление надвигов ориентировано с севера на юг. Кроме того, на профиле 202 в его ЮВ-ой части также наблюдается участок смены направления деформаций (см. рис. 1 - 5).

Если предположить, что ось трансформного разлома Индира проходит через эти точки (см. рис. 1), то сдвиговыми разновозрастными деформациями вдоль оси разлома и их компонентами сжатия и растяжения могут быть объяснены основные наблюдаемые нами локальные тектонические движения, происходившие в разные интервалы времени. Известно, что заложение разломов относится ко времени формирования кристаллической коры в рифтовых зонах, т.е. ко времени заложения фундамента. Однако они испытали реактивизацию в более позднее время. Можно предполагать, что именно реактивизация сдвиговых компонент (сжатия и растяжения) вдоль трансформного разлома Индира привела к появлению деформаций сжатия и растяжения на

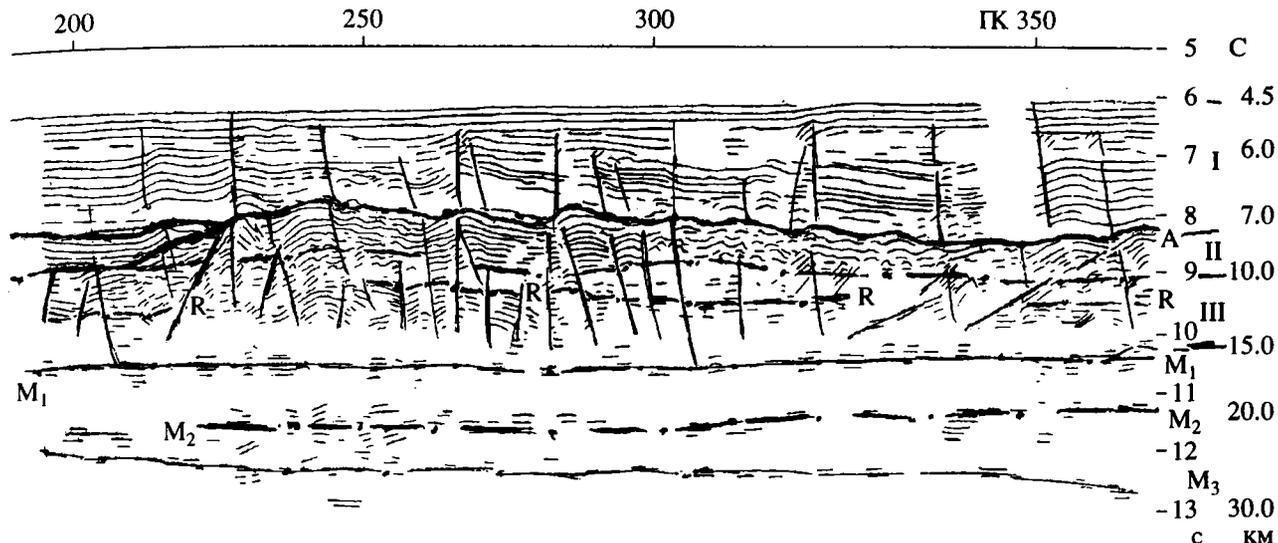


Рис. 5. Окончание.

его крыльях, имеющих разное направление по отношению к оси разлома [26, 27, 19, 18, 40 - 44].

Таким образом, в ходе перестройки тектонических напряжений в Индо-Австралийской плите за период с позднего мела и вплоть до настоящего времени именно поведение сдвиговых компонент вдоль разлома Индира и предопределило характер тектонических деформаций возвышенности Афанасия Никитина, сформировавшейся в зоне пересечения оси спрединга и трансформного разлома на Южно-Индоеокеанском Срединном хребте в позднемеловое время [17].

Наиболее вероятно, что первоначально возвышенность Афанасия Никитина возникла как вулканическое поднятие, сформировавшееся на оси спрединга в позднемеловое время (около 80 - 85 млн. лет назад). Это была эпоха значительной вулканической активности на Земле. К этому времени, например, относится образование возвышенностей Риу-Гранди и Китового хребта. Показательно, что эти поднятия, как и возвышенность Афанасия Никитина, образовались на рубеже аномалий № 34.

В работе [1] показано, что концепция двухъярусной тектоники плит позволяет объяснить современное термическое состояние литосферы в северной части Индо-Австралийской плиты. Согласно этой концепции, механизм возникновения внутриплитных деформаций основывается на предположении о проскальзывании мантийного субстрата относительно габбро-базальтового слоя коры. Очевидно, что торможение мантийной части литосферы в различных местах океана под корой будет различно. Согласно модели двухъярусной тектоники плит [19], разогрев слоя серпентинитовых перидодитов в области "буферной зоны", которой служит возвышенность Афана-

сия Никитина, их подъем и нагнетание в условиях длительного сжатия на фоне горизонтального движения Индо-Австралийской плиты в северном направлении могли стать реальными механизмами, ответственными за формирование постспрединговых деформаций на поднятии Афанасия Никитина с позднего мела по настоящее время [40 - 44].

Анализ сейсмических данных показывает, что в формировании как поднятия Афанасия Никитина, так и окружающей ее Центральной котловины главную роль играли процессы длительного внутриплитного сжатия [15]. Природа ранних тектонических деформаций, сформировавших гору Афанасия Никитина и саму возвышенность, во многом связана со сдвиговыми горизонтальными движениями вдоль трансформного разлома Индира, испытывавшего несколько фаз тектонической активности, обусловленных, возможно, переориентацией движений литосферных блоков в северной части Индийского океана [40 - 44].

Приведенные в данной статье материалы подтверждают представления о мобильности и дифференциальной подвижности океанской кристаллической коры, подверженной различным по возрасту деформациям [4, 12, 14, 15]. В пределах изученных участков возвышенности Афанасия Никитина установлены позднейшие тектонические деформации, главным образом, двух возрастных генераций: раннеэоценовой и позднемiocен-четвертичной, так же, как и в хребте 90° [14, 35, 37]. Деформации возвышенности Афанасия Никитина на ранних этапах были связаны со сдвиговыми перемещениями коры вдоль разлома Индира, по простиранию которого и отмечается чередование компонент сжатия и растяжения, что свидетельствует о дифференцированных движениях блоков коры.

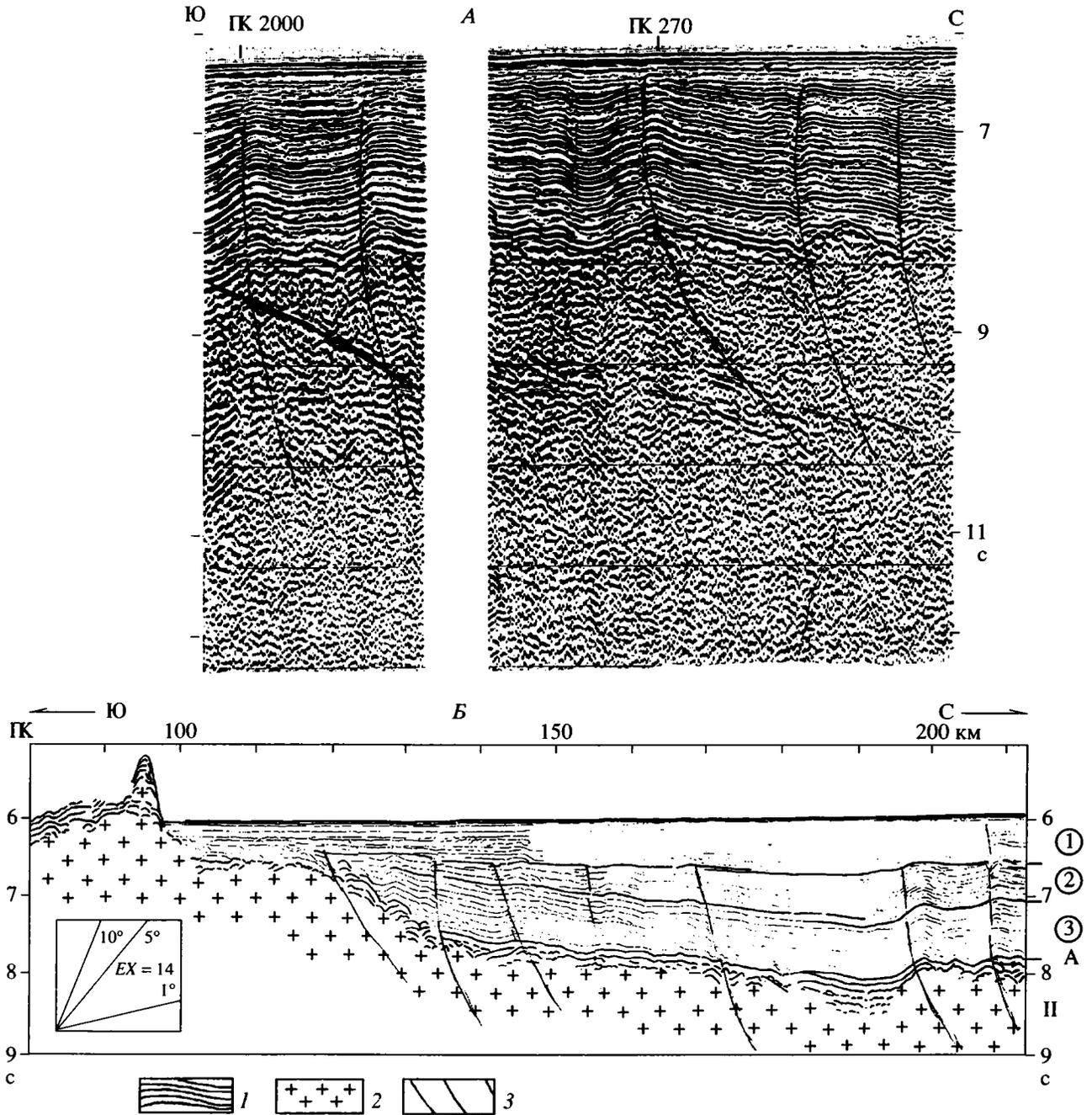


Рис. 6. Фрагменты разреза 301 (см. рис. 1), на которых видны деформации осадочной толщи (А) и прилегание осадочного чехла к погребенному северному склону поднятия и горе Афанасия Никитина (Б).

1 – осадочная толща; 2 – фундамент; 3 – разломы. Врезка – искажение масштаба (диаграмма реальных углов наклона границ). 1, 2, 3 – первая, вторая и третья осадочные толщи.

Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

Формирование внутренней структуры кристаллической коры поднятия Афанасия Никитина вследствие процессов сжатия позволяет предполагать его вулcano-тектоническую природу и оспаривать [17] применимость гипотезы “горячей точки” для объяснения его происхождения [26 - 28, 30].

Некоторые исследователи полагают, что в Центральной котловине внутриплитные деформации сжатия относятся к послепозднемиоценовому времени, и рассматривают их как реакцию на столкновение Индостана с Евразией [41]. Эти позднейшие деформации на поднятии Афанасия

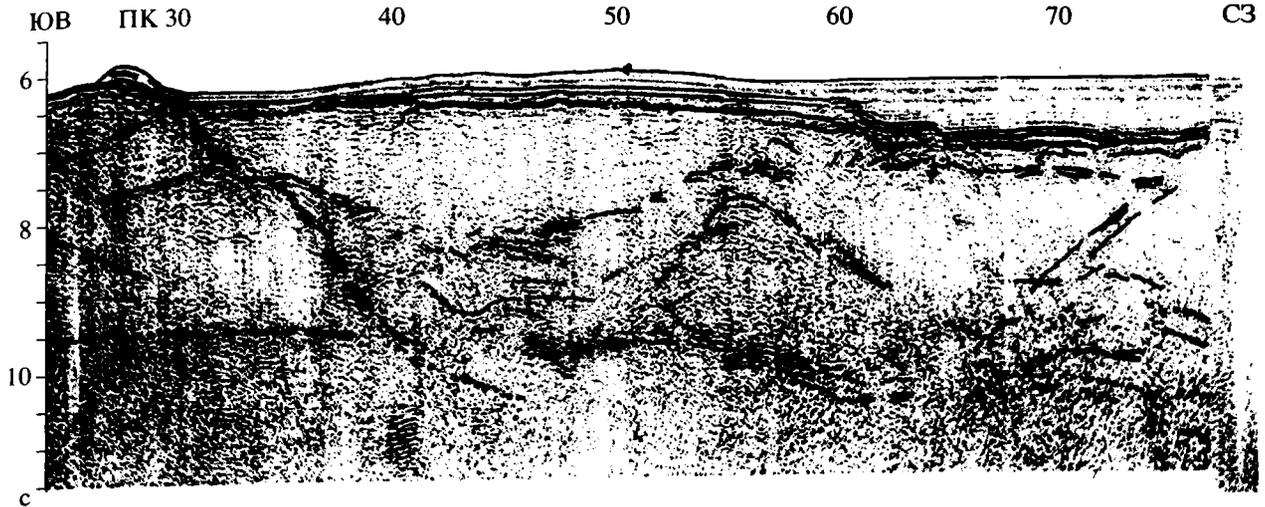


Рис. 7. Внутренняя структура кристаллической коры в зоне погребенного северного склона поднятия Афанасия Никитина по профилю 202 (см. рис. 1)
Условные обозначения см. на рис. 2.

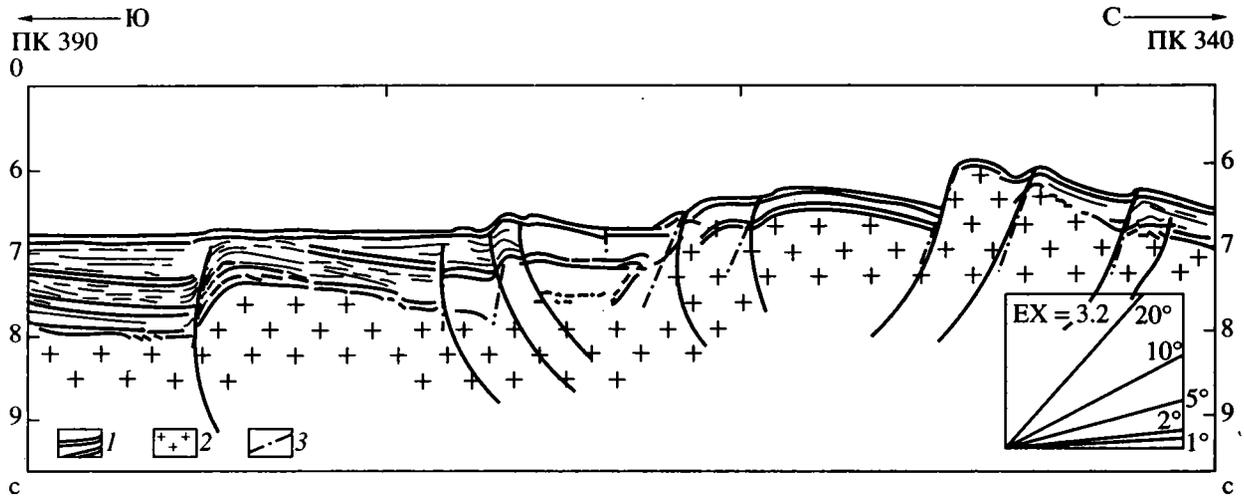


Рис. 8. Пример интерпретации тектонических нарушений (ранней и новейшей фаз). Профиль 203, южный участок (ПК 340 - 390); см. рис. 4

1 – осадочная толща А (I слой); 2 – базальтовая толща (II слой); 3 – плоскости срыва. Остальные условные обозначения см. на рис. 2. На врезке – диаграмма реальных углов наклона границ.

Никитина, особенно в его северо-западной цокольной части, захватили всю осадочную толщу и кристаллическую кору.

Таким образом, поднятие Афанасия Никитина, сформировавшееся в позднем мелу как, возможно, вулканическое сооружение на Южном Индо-Антарктическом спрединговом центре, в ходе эволюции переместилось на север, испытало несколько фаз тектонической активности, связанной со сдвиговыми компонентами вдоль разлома Индира. Позднейшие из них определялись дифференцированной реакцией кристаллической коры СВ-ой части Индо-Австралийской пли-

ты на взаимодействие Индостана с Евразией, проявлявшейся в образовании в кристаллической коре поднятия чешуйчатых надвигов ЮЮВ-го направления.

Тектоническая расслоенность океанской коры, с образованием тектонических пластин и чешуйчатых надвигов, предсказанная А.В. Пейве и Ю.М. Пушаровским [15, 19] и наблюдавшаяся нами ранее в Атлантике [4, 5, 16], играет ведущую роль и в тектонике Индийского океана.

Авторы считают своим приятным долгом выразить глубокую благодарность академику Ю.И. Пушаровскому и профессору А.С. Перфильеву за

научное руководство в постановке исследований, И.Ф. Глумову за помощь в организации и проведении работ на поднятии А. Никитина в 1990 г. и непосредственным участникам исследований докторам И.М. Сборщикову и А.Я. Гольмштоку за критические замечания и дискуссии по данному материалу.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Вержбицкий Е.В., Лобковский Л.И.* Аномальный геотермический режим Центральной и Аравийской котловин Индийского океана // *Физика Земли*. 1993 г. № 11. С. 16 - 26.
2. *Геофизические поля Тихого и Индийского океанов*. М.: Наука, 1988 г. 135 с.
3. *Евсюков Ю.Д.* Новые данные о строении возвышенностей в экваториальной части центральной котловины Индийского океана // *Докл. АН СССР*. 1991. Т. 320. № 3. С. 677 - 681.
4. *Коган Л.И.* Структура дна Мирового океана. М.: Наука, 1988. 155 с.
5. *Коган Л.И., Москаленко В.Н.* Строение Азоро-Гибралтарской зоны разломов в Атлантическом океане // *Докл.* 1990 г. Т. 312. № 3. С. 679 - 683.
6. *Левченко О.В.* О геологической истории поднятия Афанасия Никитина (Индийский океан) // *Бюл. МОИП. Отд. геол.* Т. 65. Вып. 5. С. 46 - 55.
7. *Левченко О.В.* Детальные исследования осадочно-чехла области внутриплитной деформации литосферы Индийского океана // *Океанология*. 1992. Т. 32. Вып. 3. С. 532 - 541.
8. *Левченко О.В., Евсюков Ю.Д.* Детальное исследование структуры дна в области внутриплитной деформации литосферы Индийского океана // *Океанология*. 1992. Т. 32. Вып. 4. С. 752 - 760.
9. *Левченко О.В., Мерклин Л.Р., Непрочнов Ю.П.* Складчатые структуры в Центральной котловине Индийского океана // *Геотектоника*. 1985. № 1. С. 15 - 23.
10. *Лисицын А.П.* Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988. 309 с.
11. *Литосфера Индийского океана (по геофизическим данным)* / Отв. ред. Чекунов А.В., Непрочнов Ю.П. АН УССР. Киев: Наук. Думка, 1990. 160 с.
12. *Непрочнов Ю.П., Городницкий А.М., Левченко О.В. и др.* Геофизические поля и строение земной коры центральной части Индийского океана. М.: МГК, 1988. С. 61 - 79.
13. *Непрочнов Ю.П., Мерклин Л.Р.* Геолого-геофизические исследования области внутриплитовых деформаций в Индийском океане. (22 рейс НИС "П. Штокман", 18 января - 15 июня 1989 г.) // *Океанология*. 1990. Т. 30. Вып. 4. С. 691 - 693.
14. *Пилипенко А.И., Корсаков О.Д.* Тектонические деформации литосферы Индийского океана // *Геотектоника*. 1992. № 5. С. 27 - 44.
15. *Пуцаровский Ю.М.* Глубоководное бурение и проблемы тектоники. М.: Наука, 1984. С. 138 - 143.
16. *Пуцаровский Ю.М., Ельников И.Н., Перфильев А.С.* Новые данные о глубинном строении Срединно-Атлантического хребта (20° ю.ш.) // *Геотектоника*. 1985. № 5. С. 5 - 13.
17. *Сборщиков И.М., Кашиинцев Г.Л., Гольмшток А.Я. и др.* Геологическое строение подводной горы Афанасия Никитина в зоне внутриплитных деформаций Индийского океана // *Океанология*. 1991. Т. 31. Вып. 5. С. 846 - 852.
18. *Сычев П.М., Воробьев В.М., Лютая Л.М. и др.* Складчатые деформации осадочного чехла юго-запада Бенгальского залива // *Тихоокеанская геология*. 1987. № 1. С. 25 - 37.
19. *Тектоническая расчлененность литосферы*. М.: Наука, 1991. 550 с.
20. *Bull J.M.* Structural style of intra-plate deformation. Central Indian Ocean Basin: evidence for the role of fracture zones // *Tectonophysics*. 1990. V. 184. № 2. P. 213 - 228.
21. *Bull J., Serutton R.A.* Fault reactivation in the central Indian Ocean and the geology of oceanic lithosphere // *Nature*. 1990. V. 344. № 4. P. 855 - 858.
22. *Cloetingh S., Wortel R.* Regional stress in the Indo-Australian plate // *Tectonophysics*. 1986. V. 132. № 3. P. 4967.
23. *Cochran J.R., Stow D.A., Agroux C. et al.* Proc. ODP Init. Repts. 116: Coliege Station, TX (Ocean Drilling Program). Seattle: University of Washington, WA98195, 1988. P. 356.
24. *Curray J.R., Moore D.A.* Growth of the Bengal deep-sea faults and denudation in the Himalayas // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1971. V. 82. № 5. P. 563 - 572.
25. *Curray J.R., Munasinghe T.* Timing of interplate deformation, northeastern Indian Ocean // *Earth and Planet Sci Lett*. 1989. № 94. № 1. P. 71 - 77.
26. *Eittreim S.L., Ewing F.* Mid-plate tectonics in the Indian Ocean // *J. Geophys. Res.* 1972. V. 77. № 32. P. 6413 - 6421.
27. *Fitch T.G., Warthinton M.H., Everingham I.B.* Mechanisms of Australian earthquakes and contemporary stress in the Indian Ocean plate // *Earth and Planet. Sci. Lett*. 1973. V. 18. P. 345 - 356.
28. *Geller C.A., Wiessel J.K., Anderson R.N.* Heat transfer and intra-plate deformation in the central Indian Ocean // *J. Geophys. Res.* 1983. № 2. P. 1018 - 1032.
29. *Harding T.P.* Seismic characteristic and identification of negative flower structures, positive flower structures and positive structural inversion // *AAPG Bul.* 1985. V. 69. № 4. P. 582 - 600.
30. *Harding T.P.* Identification of Wrench Faults // *AAPG Bul.* 1990. V. 74. № 10. P. 1590 - 1609.
31. *Korner C.D., Weiseel J.K.* Factors controlling the location of compressional deformation of Oceanic lithosphere in the Central Indian Ocean // *J. Geoph. Res.* 1990. V. 95. № B 12. P. 19795 - 19810.
32. *Leg 121 traces rifting and hot spots* // *Geotimes*. 1988. V. 33. № 11. P. 9 - 11.
33. *Morre D.G., Curray J.R., Raitt R.W., Emmel F.J.* Stratigraphic seismic section correlation and implications to Bongal Fau history // *Init. Rept. of the DSDP. Wash. (D.C.): US gov. pvint. off.*, 1974. V. 22. P. 403 - 412.

34. *Neprochnov Y.P., Levchenko O.V., Merklin L.R., Sedov V.V.* The structure and tectonics of the intraplate deformation area in the Indian Ocean // *Tectonophysics*. 1988. V. 156. № 3. P. 89 - 106.
35. *Petrov D.E., Wiens D.* Historical Seismicity and Implication of Diffuse Plate Convergence in the north-east Indian Ocean // *J. Geophys. Res.* 1989. V. 94. № B 9. P. 12301 - 12319.
36. *Sylvestr A.C.* Strike-slip faults // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1988. V. 100. № 10. P. 1666 - 1703.
37. *Singh D.D.* Strain deformation in the Northern Indian Ocean // *Marine Geol.* 1988. V. 79. № 1. P. 105 - 118.
38. *Solater J.G., Fisher R.L.* Evolution of the east-central Indian Ocean with emphasis on the tectonic setting of the Ninety east Ridge // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1974. V. 85. № 5. P. 683 - 702.
39. *Srow D.A., Cochran J.R.* The Bengal Fau Same Preliminary Results from ODP Drilling // *Geo-Marine Letters*. 1989. № 9. P. 1 - 10.
40. *Stein C.A., Cloetingh S., Wortel R.* Seosaf-derived gravity constrains on stress and deformation in the northeastern Indian Ocean // *J. Geophys. Res.* 1989. V. 16. № 8. P. 823 - 826.
41. *Stein C.A., Hobarf M.A., Abbott P.H.* Has the Warton Basin's heat flow been perturbed by the formation of a diffuse plate boundary in the Indian Ocean? // *Geophys. Res. Lett.* 1988. V. 15. № B 5. P. 455 - 458.
42. *Stein S., Okal E.A.* Seismicity and tectonics of the Ninety east Ridge area: evidence for internal deformation of the Indian Plate // *F. Geophys. Res.* 1972. V. 83. B 5. P. 2233 (2245).
43. *Sykes L.R.* Seismicity of the Indian Ocean and possible nascent island area between Sylon and Australia // *Geophys. Res.* 1970. V. 75. P. 5041 - 5055.
44. *Wiens D., De Mets Ch., Gordon R.G. et al.* A diffuse plate boundary model for Indian Ocean Tectonics // *Geophys. Res. Lett.* 1985. V. 12. P. 429 - 432.

Рецензент: Ю.М. Пуцаровский

Structure and Deformations of the Earth's Crust at Afanasy Nikitin Rise, Indian Ocean (from Seismic Data)

L. I. Kogan, V. N. Moskalenko, A. I. Pilipenko

The inner structure of the earth's crust at the Afanasy Nikitin Rise is first revealed by processing and interpreting 1176-km-long profiles of deep seismic profiling (DSP)—common depth point shooting (CDP), wide-angle deep seismic profiling (WDSP), and three wide-angle soundings obtained during joint cruises of r/v *Issledovatel'* (NPO Yuzhmorgeologiya Roskomnedra) and r/v *Akademik Mstislav Keldysh* (IORAN). It is shown that prolonged intraplate compression plays a leading role in forming this rise and the surrounding Central Basin. This compression is connected with horizontal movements along the Indira Transform Fault which experienced to several phases of tectonic activity, probably due to the rearrangement of the lithospheric block motions in the northern Indian Ocean. It was established that the youngest tectonic deformations belong mainly to two age generations (Early Eocene and Late Miocene—Quaternary). During the earlier stages of development of the Afanasy Nikitin Rise, deformations arose due to strike-slip motions along the Indira Fault. Alternating compression and extension structures are observed along this fault, which is indicative of differential crustal movements. Thus, the analysis of WDSP and DSP-CDP data indicates that the Afanasy Nikitin Rise formed as a volcanic structure, experienced several stages of tectonic compression during its evolution, and is of volcanic—tectonic nature. This statement is an alternative to the earlier hypothesis on the hot spot origin of this rise, describing only its volcanic nature.

УДК 550.838.5(569.1)

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ АЛЛОХТОННЫХ КОМПЛЕКСОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ СИРИИ

© 1996 г. М. К. Бахтеев*, И. Ганнум*, Г. З. Гурарий**, С. В. Шипунов**

*Московская государственная геологоразведочная академия, Москва

**Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 15.03.94 г.

Приводятся результаты палеомагнитного изучения мезозойских аллохтонных офиолитов Баэр-Басситского покрова и вулканогенно-осадочной серии покрова Тамима, являющихся составной частью "Периарабской офиолитовой дуги". Впервые полученные палеомагнитные данные показывают, что образование вулканогенно-осадочной серии покрова Тамима происходило вблизи экватора, офиолитов Баэр-Басситского покрова – на палеоширотах 8° - 19° с.ш. (габброидов – 8°, комплекса параллельных даек – 14°, базальтов – 19°).

ВВЕДЕНИЕ

В структуре Северо-Западной Сирии особое место занимает Баэр-Басситский район. В его пределах среди чехла Африкано-Аравийской платформы распространены аллохтонные комплексы, представленные офиолитами (с альб-сенноманским возрастом вулканитов) и верхнетриасовой-верхнемеловой вулканогенно-осадочной серией. Комплексы входят в "Периарабскую офиолитовую дугу", к которой Л.-Э. Риду [15] отнес группу аллохтонов, шарьированных на осадочные толщи Аравийской плиты и прерывистой цепью прослеживающихся от Омана на востоке, через внутренний Загрос (Иран), подножия Восточного Тавра (Турция) в Северо-Западную Сирию и далее к о-ву Кипр.

Основную роль в изучении района сыграли работы Л. Дюбертре, В.Г. Казьмина, В.В. Кулакова, Ж.-Ф. Парро, А.Л. Книппера и др., используемые при реконструкциях истории океана Тетис. Необходимость дальнейшего совершенствования палеогеодинамических моделей определила постановку палеомагнитных исследований аллохтонных комплексов района.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

В строении района выделяются автохтон, параавтохтон, аллохтон и неоавтохтон [2 - 6, 14] (рис. 1). Автохтон и параавтохтон образованы платформенными карбонатными отложениями средней юры-нижнего маастрихта мощностью более 1500 м, смятыми в пологие складки, рассеченные разрывами. Аллохтон включает офиолиты и вулканогенно-осадочную серию. Офиолиты слагают верхний расчешуенный Баэр-Басситский тектонический покров; породы вулканогенно-осадочной серии – нижний покров Тамима [5, 6].

В офиолитах выделяются разделенные надвигами габбро-ультрабазитовый, диабазо-габбровый, вулканический и метаморфический комплексы.

Габбро-ультрабазитовый комплекс в низах разреза образован серпентинизированными гарцбургитами и жилами дунитов. Выше лежащие габброиды представлены расслоенными троктолитами, оливиновыми габбро и габбро-норитами, сменяющимися массивными и такситовыми разностями. Встречаются также тела габбро-пегматитов. Как габброиды, так и ультрабазиты пересекаются единичными дайками диабазов. Габброиды секутся маломощными жилами и дайками адамеллитов.

Диабазо-габбровый комплекс в нижней части сложен норитами, габбро-норитами, габбро, пронизанными дайками диабазов и габбро-диабазов. Средняя часть представлена дайками двух генераций, древняя из которых образована субпараллельными габбро-диабазами, диабазами, микродиабазами с односторонними закаленными контактами, а молодая – ступенчатыми и ветвящимися дайками диабазов с двусторонними зонами закалки. Здесь же встречаются прожилки плагногранитов. Верхняя часть комплекса отличается от средней присутствием в междайковых пространствах подушечных базальтов. Выше по разрезу дайки полностью исчезают, и верхи комплекса сложены массивными или подушечными афанитовыми базальтами ("нижними пиллоу-лавами" по [14]).

Вулканический комплекс сложен подушечными базальтами ("верхний пиллоу-лавами" по [14]), среди которых отмечаются единичные дайки долеритов. В верхах разреза присутствуют маломощные линзовидные прослойки умберов.

Метаморфический комплекс представлен породами амфиболитовой и зеленосланцевой фаций

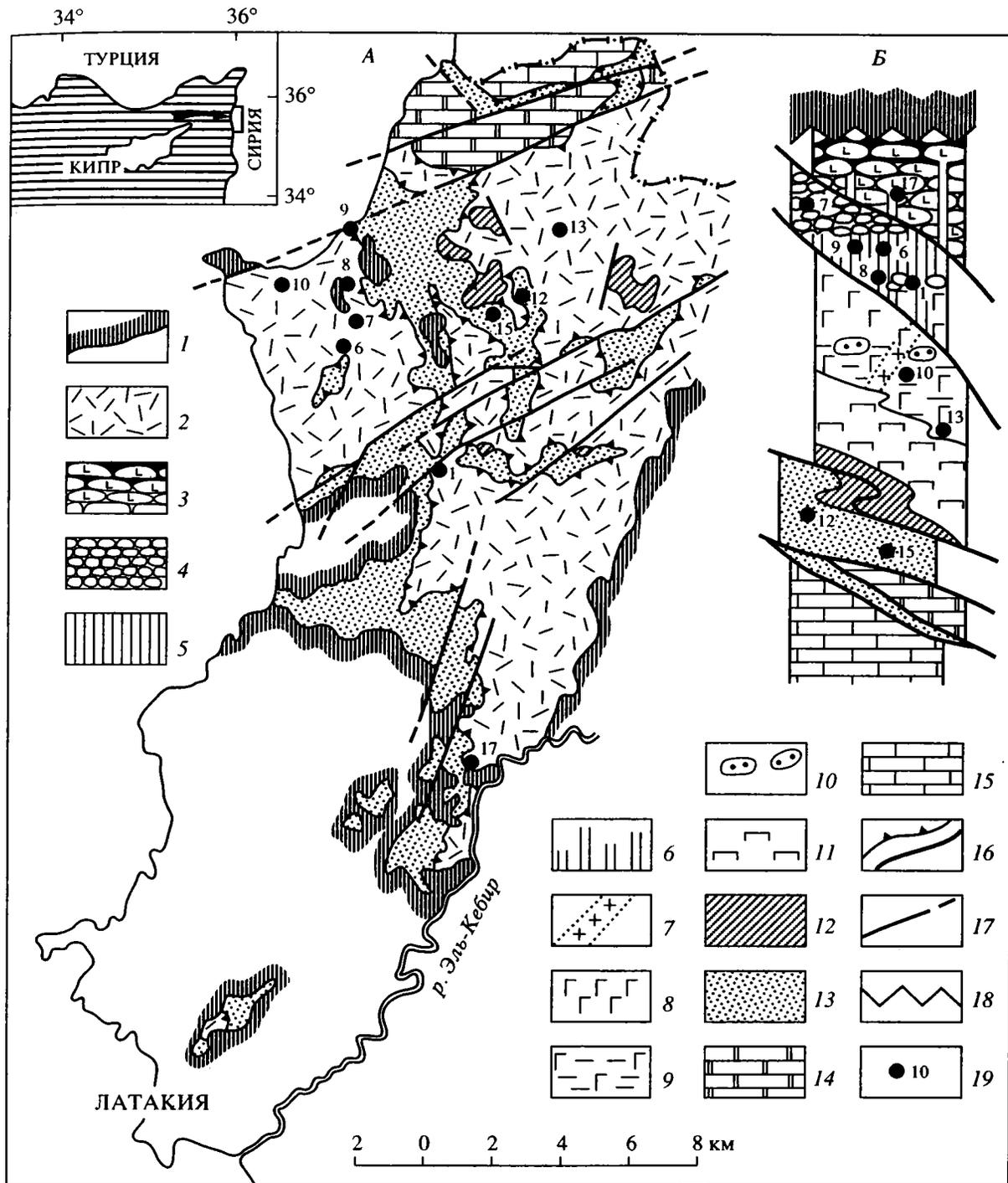


Рис. 1. Схема геологического строения (А) и соотношений структурных комплексов (Б) Баэр-Басситского района (по [6, 14]).

1 – верхнемаастрихтские–неогеновые карбонатные и глинисто-карбонатные отложения неоавтохтона; 2 - 13 – мезозойские аллохтонные комплексы: 2 – офиолитовая ассоциация Баэр-Басситского тектонического покрова, нерасчлененная, 3 – верхние пиллоу-лавы базальтового состава, с умберами в верхах разреза, 4 – нижние пиллоу-лавы базальтового состава, 5, 6 – комплекс параллельных диабазовых даек: 5 – дайка в дайке, 6 – изолированные дайки и рой даек, 7 – плагиограниты, 8 - 9 – габброиды: 8 – массивные и такситовые, габброиды, 9 – расслоенные, 10 – габбро-пегматиты, 11 – дуниты и гарцбургиты, 12 – метаморфические образования, 13 – верхнетриасовая–верхнемеловая вулканогенно-осадочная серия покрова Тамима; 14, 15 – среднеюрские–нижнемаастрихтские карбонатные отложения: 14 – параавтохтона, 15 – автохтона; 16 – тектонические покровы и надвиги на схеме (а) и в колонке (б); 17 – постшарьяжные разрывы; 18 – поверхность углового несогласия; 19 – точки отбора ориентированных образцов на палеомагнитные исследования.

метаморфизма, залегающими в основании Баэр-Басситского покрова. Мощность метаморфитов внутри отдельных блоков не превышает 300 м.

По современным представлениям [6], возраст вулканического комплекса и параллельных даек, являющихся подводными каналами нижних и верхних пиллоу-лав, ранне-позднемеловой.

Сильно дислоцированная и фациально изменяющаяся вулканогенно-осадочная серия покрова Тамима (более 500 - 600 м) сложена радиоляритами, аргиллитами, алевролитами, кремнисто-глинистыми сланцами, мергелями, известняками, переслаивающимися с базальтоидами и их туфами. Внутри серии Ж.-Ф. Парро выделены два уровня вулканитов: поздне триасового и позднеюрского-раннемелового возрастов. Поздне триасовые лавы представлены толеитами с щелочной тенденцией, позднеюрско-раннемеловые – щелочными базальтами [14]. С вулканитами второго уровня ассоциируют тела фонолитов. Среди радиоляритов присутствуют прослойки глинисто-марганцевистых пород.

Вулканогенно-осадочная серия достаточно надежно датируется по фауне поздним триасом-сеноманом [10, 14], и, таким образом, меловая часть ее разреза одновозрастна параллельным дайкам и вулканитам офиолитовой ассоциации.

К неавтохтону относятся платформенные, преимущественно карбонатные отложения верхнего маастрихта-плиоцена (300 - 1200 м), с структурным несогласием перекрывающие покровно-складчатую структуру аллохтона.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Объектами палеомагнитных исследований служили образцы из 11 точек, распределяющиеся следующим образом (см. рис. 1): Баэр-Басситский покров – габброиды габбро-ультрабазитового комплекса (точки 10, 13), диабазовые дайки (точки 1, 6, 8, 9, 17), “нижние” базальты (точка 1) диабазо-габбрового комплекса, “верхние” базальты вулканического комплекса (точки 7, 17); покров Тамима – базальты второго уровня вулканитов (точки 12, 15), залегающие под радиоляритами, содержащими комплекс позднеюрских радиолярий (устное сообщение Н.Ю. Брагина).

Элементы залегания опробованных объектов измерялись по магматической расслоенности габброидов, контактам диабазовых даек, поверхностям напластования базальтовых покровов, прослоям умберов (Баэр-Басситский покров), контактам вулканитов с радиоляритами (покров Тамима). Плоскостями маркировки чаще всего служили поверхности тектонических трещин.

Штуфы палеомагнитных коллекций распиливались на стандартные образцы кубической формы с ребром 2 см; из каждого штуфа изготавлива-

лось от 2 до 4 образцов. Измерения остаточной намагниченности осуществлялись на спин-магнитометре JR-4 (Чехословакия).

От 2 до 4 образцов из каждого штуфа прошли ступенчатую температурную магнитную чистку вплоть до $T = 600 - 630^{\circ}\text{C}$. Магнитное поле лаборатории компенсировалось с помощью четырех пермалловых экранов. Образцы одного штуфа располагались в печи таким образом, чтобы можно было контролировать лабораторное подмагничивание в процессе магнитной чистки. При переносе образцов от печи к измерительному прибору использовались пермалловые контейнеры, в которых образцы находились вплоть до измерения остаточной намагниченности. Измерительный магнитометр для исключения подмагничивания располагался в кольцах Гельмгольца.

Все образцы, за исключением образцов из точек 8 и 15, дали удовлетворительные результаты, позволяющие их использование для компонентного анализа. Изменения направления намагниченности в ходе чистки для образцов из точек 8 и 15 велики и бессистемны. Поэтому эти данные в дальнейшем не использовались. По этой же причине забраковано не более 10% образцов из других объектов.

Компонентный анализ [12] диаграмм Зийдверельда проводился с помощью компьютерной программы IAPD [16]. На рис. 2 приведены примеры диаграмм Зийдверельда для образцов каждой точки отбора. Здесь и далее результаты палеомагнитного анализа представлены в древней системе координат, за исключением точки 7 (разъяснения см. ниже). Поведение векторов намагниченности во время магнитной чистки, как правило, позволяет сделать вывод об однокомпонентности остаточной намагниченности (или кажущейся однокомпонентности) на высокотемпературном интервале для $T > 250 - 400^{\circ}\text{C}$.

Кривые разрушения естественной остаточной намагниченности (NRM) довольно простые (рис. 3). Основной магнитный минерал, несущий высокотемпературную характеристическую компоненту намагниченности, судя по кривым терморазмагничивания, магнетит. Для ряда образцов заметен перегиб при $T = 220 - 300^{\circ}\text{C}$. Направления характеристической компоненты намагниченности (ChRM), выделенной на этом температурном интервале, хаотичны (различаются для разных образцов) и, вероятно, связаны с некоторой намагниченностью, являющейся суммой современной, лабораторной и древней компонент. Имеются и более сложные единичные кривые размагничивания (например, диабазовая дайка точки 6 на рис. 3), вызванные наличием в одном и том же образце разнополярной намагниченности (см. также результаты теста обращения).

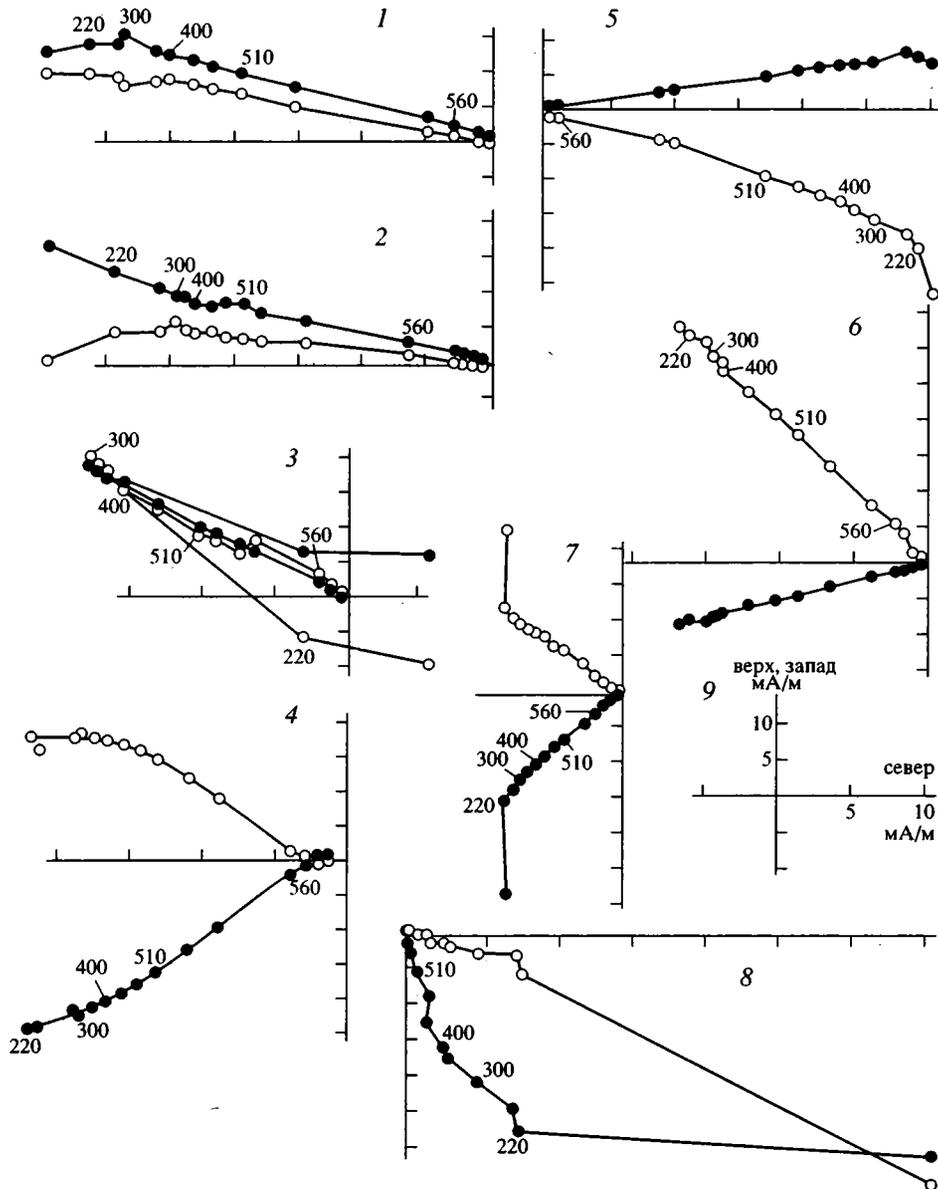


Рис. 2. Примеры результатов температурной магнитной чистки образцов магматических горных пород (диаграммы Зийдервельда).

Породы офиолитов Баэр-Басситского покрова (в возрастной последовательности, от более древних к молодым (цифры в кружках): 1, 2 – габбро габбро-ультрабазитового комплекса: 1 – обр. 13-1-1, 2 – обр. 10-1-1; 3, 4 – диабазовая дайка диабазо-габбрового комплекса: 3 – обр. 6-1-1, 4 – обр. 9-1-1; 5 – “нижний” базальт диабазо-габбрового комплекса (обр. 1-1-1), 6, 7 – “верхний” базальт вулканического комплекса: 6 – обр. 7-1-1, 7 – обр. 17-1-1; вулканогенно-осадочная серия покрова Тамима: 8 – позднерюрский базальт (обр. 12-2-2); 9 – пример ориентации осей ортогональных диаграмм Зийдервельда и масштаб величины намагниченности по осям. Залитые и незалитые точки на диаграммах – проекции в горизонтальной и вертикальной плоскости соответственно.

Для компонент намагниченности, выделенных при температурах $T > 250 - 400^\circ\text{C}$ (характеристическая остаточная намагниченность – ChRM), определялись средние направления в древней системе координат (за исключением точки 7) – склонение D и наклонение I намагниченности для каждой точки; вычислялись статистические параметры для распределения Фишера [11] – кучность (K), характеризующая разброс единичных векторов,

выделенных ChRM относительно среднего направления, и радиус круга доверия α_{95} , определяющий область, в которой с вероятностью 95% находится истинное среднее направление намагниченности (табл. 1). Все статистические параметры приведены на уровне образцов. На рис. 4 представлены распределения выделенных компонент намагниченности для каждой точки отбора.

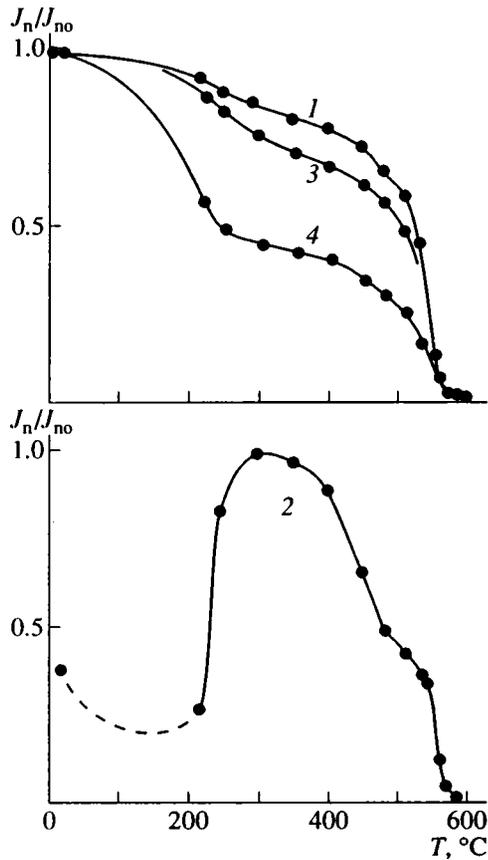


Рис. 3. Примеры кривых размагничивания NRM
1 – расслоенные габбро габбро-ультрабазитового комплекса (обр. 13-1-1); 2 – дайка диабазов диабазо-габбрового комплекса (обр. 6-1-1); 3 – нижние базальты диабазо-габбрового комплекса (обр. 1-1-1); 4 – верхние базальты вулканического комплекса (обр. 17-1-1).

Для одной группы одновозрастных объектов (точки 10 и 13) проведен тест складки (табл. 2). Представленные данные являются результатами использования двух модификаций теста складки: теста выравнивания (или сравнения кучностей векторов намагниченности в древней и современ-

ной системах координат) [7, 13] и корреляционного теста складки [8, 9].

Для понимания результатов тестирования необходимо напомнить некоторые особенности корреляционного теста складки [8, 9]. Если заметна зависимость между элементами залегания пластов и направлениями векторов намагниченности в современной системе координат, то в изучаемой ChRM присутствует доскладчатая намагниченность. Если такая зависимость наблюдается в древней системе координат, то в ChRM присутствует послескладчатая намагниченность. При обнаружении такой зависимости вычисленный коэффициент корреляции Спирмена R_S будет больше некоторого критического значения R_S^* , величина которого зависит от количества векторов намагниченности и выбранного уровня значимости. Здесь под уровнем значимости понимается вероятность ошибочности вывода о присутствии той или иной временной компоненты намагниченности (обычно уровень значимости выбирается 5%).

Так, для точек 10 и 13 вычисленный коэффициент корреляции Спирмена $R_S = 0.85$ значим только в современной системе координат ($R_S > R_S^* = 0.82$), что свидетельствует о наличии только доскладчатой компоненты намагниченности.

Для точек 1, 6 + 9 и 17 склонения намагниченности сильно различаются между собой, вероятно, из-за возможных поворотов. Это не позволяет провести тест складки в обычном его виде. В табл. 3 приведены результаты анализа распределения склонения и наклонения векторов намагниченности в современной и древней системах координат в зависимости от последовательности образования намагниченности, поворотов (вращений вокруг вертикальных осей) и деформаций складкообразования (вращений вокруг горизонтальных осей). В зависимости от временной последовательности возникновения намагниченности (событие А),

Таблица 1. Результаты палеомагнитных исследований

№№ точек	Комплекс пород	Возраст	N	D	I	K	α_{95}	Φ_m	Φ_{mcp}	θ_{95}
Офиолиты										
17	“Верхние” базальты	K_{1-2}	4	118	-34	754	2.6	19		
7			4	206	-34	1697	1.7	19	19	2.3
1	“Нижние” базальты	K_{1-2}	4	342	38	497	3.1	21		
6 + 9	Дайковые комплексы	K_{1-2}	9	44	27	120	4.3	14	14	2.5
10 + 13	Расслоенные габбро		10	204	-16	74	5.2	8	8	2.8
Вулканогенно-осадочная серия										
12	Базальты	J_3	9	80	-5	12	13.4	2	2	6.7

Примечание. D, I, K, α_{95} – склонение, наклонение, кучность и радиус доверия, вычисленные по N образцам; Φ_m – палеоширота района, Φ_{mcp} – средняя палеоширота для временного интервала; θ_{95} – доверительный полуинтервал для Φ_{mcp} .

поворотов (событие В) и наклонов (событие С) компоненты вектора намагниченности в древней и современной координатных системах могут отражать истинное направление геомагнитного поля во время образования намагниченности или быть фиктивными.

Так, например, если сначала в некотором геологическом блоке образовалась остаточная намагниченность, а затем последовательно блок претерпел вращение (разворот) и наклон, то только наклонение намагниченности *I* в древней системе координат будет соответствовать истинному направлению геомагнитного поля.

Следует отметить, что знак “-” в этой таблице следует интерпретировать как “не совпадают в общем случае”, так как возможны некоторые соотношения элементов залегания и направления намагниченности, которые не приведут к изменению направления намагниченности при пересчете между современной и древней системами координат.

Результаты анализа имеющихся данных и таблицы 3 возможно в некоторой степени использовать для качественного обоснования истинности выделенных наклонов намагниченности. Для точек 1 и 17 в древней системе координат наклона намагниченности приблизительно одинаковы и различаются незначимо; склонения сильно различаются и данные объекты испытали наклоны. В современной системе координат картина приблизительно такая же. Таким образом, можно сделать вывод о присутствии всех трех событий (А, В и С). Совпадение наклонов при различающихся склонениях возможно только в трех случаях (см. строки 1, 2 и 5 табл. 3). В двух случаях из трех наклонение намагниченности в древней системе координат правильно отражает направление геомагнитного поля во время образования намагниченности. Исходя из этого, вероятно, можно с некоторой степенью уверенности считать полученные наклоны намагниченности для этих точек доскладчатыми и истинными.

Косвенным подтверждением этому может служить результат палеомагнитного анализа верх-

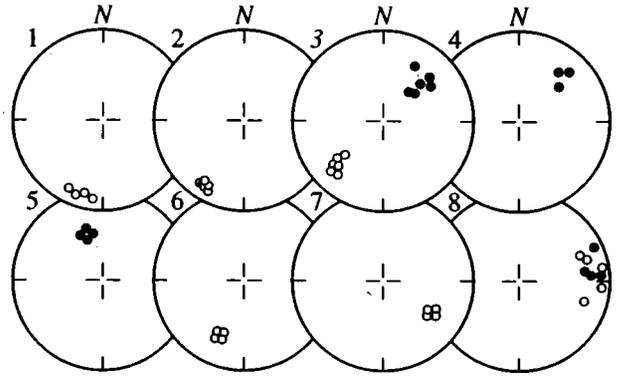


Рис. 4. Стереограммы выделенных компонент намагниченности.

Офиолиты Баэр-Басситского покрова в возрастной последовательности, от более древних к молодым (цифры в кружках): 1, 2 – габбро из точки: 1 – из 13, 2 – из 10; 3, 4 – дайка диабазов из точки: 3 – из 6, 4 – из 9; 5 – 7 – базальты из точек: 5 – “нижний” из 1, 6 – “верхний” из 7, 7 – “верхний” из 17; вулканогенно-осадочная серия покрова Тамима: 8 – базальт из точки 12. Залитые точки на стереограммах – проекции вектора намагниченности на нижнюю полусферу, незалитые – на верхнюю.

них базальтов офиолитов точки 7. Среднее направление намагниченности для образцов этой точки представлено в современной системе координат. С одной стороны, в древней системе координат направление намагниченности имеет крутое наклонение ($I > 60^\circ$), не зафиксированное в изучаемое геологическое время. С другой стороны, в современной системе координат это направление достаточно хорошо согласуется с доскладчатой ChRM других одновозрастных геологических объектов. Поэтому представленные в таблице 1 направления намагниченности образцов точки 7 интерпретируются как послескладчатые, но близкие по времени образования к доскладчатой намагниченности.

Для диабазов точки 6 выделены разнополярные компоненты намагниченности, что дало

Таблица 2. Результаты применения теста складки

№ точки	N	A	B	Система координат										R _s *	K _д /K _с	K ₀
				Древняя					Современная							
				D	I	K	α ₉₅	R _s	D	I	K	α ₉₅	R _s			
10	6	0	0	209	-16	357	3.0		209	-16	357	3.0				
13	4	115	52	196	-16	51	9.8		187	-4	51	9.8				
10 + 13	10			204	-16	74	5.2	0.57	200	-12	30	8.1	0.85	0.82	2.44	9

Примечание. N – количество образцов, вошедших в статистику; D, I – средние склонение и наклонение векторов намагниченности; K, α₉₅ – кучность и радиус доверия для среднего направления; R_s – коэффициент корреляции Спирмена для корреляционного теста складки; R_s* – критическое значение для R_s на 5%-ом уровне значимости; K₀ – кучность нормалей к пластам; K_д/K_с – отношение кучностей в древней и современной системах координат, используемые в тесте выравнивания; A и B – азимут и угол падения пород.

Таблица 3. Взаимоотношения направлений намагниченности при различной последовательности образования намагниченности, складкообразования и поворотов

Последовательность событий	Древняя система координат		Современная система координат	
	<i>D</i>	<i>I</i>	<i>D</i>	<i>I</i>
A → C → B	-	+	-	-
A → B → C	-	+	-	-
B → A → C	+	+	-	-
B → C → A	-	-	+	+
C → A → B	-	-	-	+
C → B → A	-	-	+	+
A → C	+	+	-	-
C → A	-	-	+	+
A → B	-	+	-	+
B → A	+	+	+	+

Примечание. События: А – образование намагниченности, В – вращение вокруг вертикальной оси (повороты), С – вращение вокруг горизонтальной оси (образование складок). + и – – совпадение и несовпадение параметров с соответствующим параметром вектора магнитного поля для времени образования намагниченности.

Таблица 4. Результаты применения теста обращения

№ точки	<i>N</i>	<i>D</i>	<i>I</i>	<i>K</i>	α_{95}	<i>F</i>	<i>F*</i>
6	6	43	36	33	10.0	1.96	5.85
6	6	47	28	125	5.1		

Примечание. *D*, *I*, *K*, α_{95} – склонение, наклонение, кучность и радиус доверия, вычисленные по *N* направлениям; *F* и *F** – величина вычисленного критерия и критическое значение для уровня значимости 1%.

возможность для оценки надежности направлений намагниченности провести тест обращения. Результаты тестирования (таблица 4) свидетельствуют о статистически незначимом различии направлений намагниченности после обращения одной из разнополярных компонент на 1%-ом уровне значимости (вычисленное значение критерия статистики, $F = 1.96$ меньше критического значения $F^* = 5.85$). Для подсчета результирующего среднего направления намагниченности использовалась более высокотемпературная компонента (см. табл. 1).

На основании результатов палеомагнитных исследований определены палеошироты φ_m для каждой изученной точки, средние палеошироты $\varphi_{мсп}$ для каждой возрастной группы, а также полуинтервал доверия Θ_{95} для палеошироты (см. табл. 1). Склонения намагниченности для изученных объ-

ектов в ряде случаев различаются, что свидетельствует о возможных разворотах их одного относительно другого.

Несмотря на небольшое количество образцов в изученной палеомагнитной коллекции, имеется несколько доводов, позволяющих с доверием относиться к полученным результатам:

1. Однокомпонентность векторов намагниченности на сравнительно большом температурном интервале ($T > 250 - 400^\circ\text{C}$).
2. Совпадение данных по разновозрастным породам, имеющим разную структурную позицию (см. результаты теста складки).
3. Положительный результат теста обращения.
4. Направленное и закономерное изменение наклона вектора ChRM во времени.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Пассивная окраина, фрагмент которой зафиксирован в разрезах покрова Тамима на территории Северо-Западной Сирии, располагалась в поздней юре в приэкваториальной зоне (на палеошироте $\pm 2^\circ$).

Образование зоны субдукции и меловой энзиматической островной дуги, фрагмент которой изучен в Баэр-Басситском районе, происходило на палеошироте $14^\circ - 19^\circ$ с.ш.

Впервые полученные для аллохтонных комплексов Северо-Западной Сирии определения палеоширот и склонений указывают, в целом, на поступательное движение ансамбля литосферных плит во времени от приэкваториальной зоны к современному положению, сопровождавшееся разворотами районов осадконакопления и образования офиолитов при сокращении площади палеоокеана, а также более поздним вращением тектонических блоков.

Полученные результаты хорошо согласуются с данными по офиолитовым комплексам других районов Перииарабской дуги, сформировавшихся в тех же геодинамических обстановках [1]. Так, на Кипре, где дважды проводились палеомагнитные исследования, палеоширота образования офиолитов Троодоса составляет 15° с.ш. В Омани дайковый комплекс и габброиды покрова Семайль приобрели намагниченность на широте $0^\circ - 10^\circ$ с.ш. [3].

Полученные результаты, несмотря на небольшой объем проанализированной коллекции и интенсивные тектонические деформации пород, показывают, что аллохтонные комплексы Баэр-Басситского района являются благоприятными объектами для систематического палеомагнитного изучения. Это определяет необходимость проведения дальнейших площадных и детальнейших палеомагнитных исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Баженов М.Л., Вестфаль М.В., Печерский Д.М., Лауэр Ж.П.* Палеомагнитные данные об эволюции Тетиса от Атлантического океана до Памира, начиная с триаса // *История океана Тетис*. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1987. С. 20 - 38.
2. *Зоненшайн Л.П., Деркур Ж., Казьмин В.Г. и др.* Эволюция Тетиса // *История океана Тетис*. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1987. С. 104 - 115.
3. *Казьмин В.Г., Кулаков В.В.* Геологическая карта Сирии м-ба 1 : 50 000 и объяснительная записка к ней (на англ. яз.). М.: Техноэкспорт, 1968.
4. *Казьмин В.Г., Рику Л.-Э., Сборщиков И.М.* Строе-ние и развитие пассивной окраины восточного Те-тиса // *История океана Тетис*. М.: Ин-т океаноло-гии АН СССР, 1987. С. 39 - 57.
5. *Книппер А.Л., Рику Л.-Э., Деркур Ж.* Офиолиты как показатель геодинамической эволюции океа-на Тетис // *История океана Тетис*. М.: Ин-т океано-логии АН СССР, 1987. С. 94 - 103.
6. *Книппер А.Л., Савельев А.А., Рукие М.* Офиолито-вая ассоциация Северо-Западной Сибири // *Гео-тектоника*. 1988. № 1. С. 92 - 104.
7. *Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.И. и др.* Палеомагнитология // Л.: Недра, 1982. 312 с.
8. *Шипунов С.В.* Основы палеомагнитного анализа. Теория и практика. М.: Наука, 1993. 159 с.
9. *Bazhenov M.L., Shipunov S.V.* Fold test in paleomag- netism new approaches and reappraisal of data // *Earth and Planetary Science Letters*. 1991. Vol. 104. № 1. P. 16 - 24.
10. *Delaune-Mayere M., Saint-Marc P.* Donnees strati- graphiques nouvelles sur les sediments oceaniques me- sozoiques associes aux nappes ophiolitiques du Baer- Bassit (N.W. Syrien) // *Cah. O.R.S.T.O.M. Ser. Geol.* 1979 - 1980. V. X1. № 2. P. 151 - 164.
11. *Fisher R.A.* Dispersion on a sphere // *Proc. Roy. Soc. L.* 1953. A 217. P. 295 - 305.
12. *Kirschvink J.L.* The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data // *Geophys. J.R. astr. Soc.* 1980. Vol. 62. P. 699 - 718.
13. *McFadden P.L., Jones D.L.* The fold tests in palaeomag- netism // *Geophys. J.R. astr. Soc.* 1981. Vol. 67. P. 53 - 58.
14. *Parro J.-F.* Assemblage ophiolitique du Baer-Bassit et ter- mes effusifs du volcano-sedimentaire // *Cah. O.R.S.T.O.M. Ser. Geol.* 1977. 333 p.
15. *Ricou L.-E.* Le croissant ophiolitique peri-arabe, une ce- inture de nappes mises en place au Cretace superieur // *Rev. Geogr. phys. Geol. dyn.* 1971. № 3. P. 327 - 350.
16. *Torsvik T.V.* Interactive analysis of palaeomagnetic data. Bergen: User guide, 1987. 74 p.

Рецензенты: А.Л. Книппер, Д.М. Печерский

Paleomagnetism of Allochthonous Complexes in Northwest Syria

M. K. Bakhteev, I. Gannum, G. Z. Gurarii, S. V. Shipunov

The paper presents the results of paleomagnetic studies of Mesozoic allochthonous ophiolites of Baer-Bassit nappe and volcanoclastic series of Tamima nappe forming a part of the "peri-Arabian ophiolite arc". The paleo- magnetic data obtained, for the first time, indicate that the formation of the volcanoclastic series of Tamima nappe took place near the equator, and the formation of ophiolites of Baer-Bassit nappe occurred at paleolatitudes of 8-19°N (gabbroids at 8°N, complex of parallel dikes at 14°N, basalts at 19°N).

УДК 551.242:551.24(571.6)

ЭВОЛЮЦИЯ АКТИВНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН В РАННЕМ И СРЕДНЕМ МЕЛУ

© 1996 г. Н. И. Филатова

Институт литосферы РАН, Москва

Поступила в редакцию 18.04.94 г.

В неокомско-туронский интервал эволюция активных континентальных окраин выражалась перемежающимися во времени проявлениями магматических и орогенических процессов. Юрско-неокомский этап характеризовался существованием окраинно-континентальных вулканических поясов и островных дуг с признаками растяжения в тыловодужных областях. В поздненеокомско-раннеальбский этап произошла глобальная орогения, приведшая к отмиранию субдукционных зон и связанных с ними вулканических поясов, а также к обдукции на континент образований микроконтинентов, островодужных, тыловодужных, океанических комплексов. Среднемеловая гиперколлизия вызвана резким возрастанием темпа спрединга в океанах и возникновением новых срединно-океанических хребтов, что привело к увеличению скорости конвергенции океанических плит и континентов. Возникший на окраинах континентов режим интенсивного сжатия в позднем неокоме-апте привел к формированию компенсационной покровно-надвиговой террейновой оторочки континентов, а на альбско-позднемеловом этапе реализовался в ускоренной субдукции океанических плит под континенты и в возникновении новых конвергентных границ плит с протяженными системами окраинно-континентальных вулканических поясов, которые по своим масштабам не имеют аналогов в позднем мезозое-кайнозое. Особенности среднемеловой эволюции активных континентальных окраин являются следствием усиления в среднем мелу эндогенной активности Земли и коррелируются с другими событиями этого времени: реорганизацией системы срединно-океанических хребтов, приростом океанической коры, пиком внутриплитной магматической деятельности, продолжительным интервалом отсутствия инверсий магнитного поля Земли.

В статье представлены результаты исследований по финансируемому РФФИ проекту 93-05-8877 "Теплая биосфера", включающих выявление пространственных и временных закономерностей распределения в раннем и среднем мелу окраинно-континентальных и островодужных вулкано-плутонических ассоциаций. На глобальных реконструкциях для позднего мезозоя показываются непрерывно функционирующие весь этот длительный отрезок времени (130 - 80 млн. лет) окраинно-континентальные вулканические пояса, опоясывающие большую часть Лавразии и Гондваны [10, 11, 57]. В статье на примере поздненеоком-туронского интервала изложена более сложная картина эволюции активных континентальных окраин, что выражается прежде всего в пульсационном проявлении вулканических и орогенических процессов, перемежающихся друг с другом (рис. 1).

Методика создания палеогеодинамических реконструкций заключалась в анализе строения окаймляющих континенты мезозойских покровно-надвиговых орогенических поясов, в определении генезиса слагающих эти пояса аллохтонных комплексов (террейнов) и в выявлении характера соотношений последних с окраинно-континентальными вулкано-плутоническими ассоциациями. Для выяснения глобальных причин изменения формирования в раннем и среднем

мелу активных континентальных окраин привлекалась информация по геодинамическим обстановкам в срединно-океанических хребтах.

РЕГИОНАЛЬНЫЙ ОБЗОР

Ниже рассмотрена история развития отдельных сегментов активных континентальных окраин, располагавшихся в поздней юре – среднем мелу по периферии Тихого океана (западная и восточная Лавразия и Гондвана), а также обрамлявших с севера океан Тетис (южная Лавразия).

Западная Лавразия. В среднепозднеюрском-неокомском этапе западнее берегов Лавразии развивалась обширная система периокеанических островных дуг, сопровождавшихся преддугвыми и тыловодужными бассейнами [95]. В последних происходило накопление турбидитов и формирование новой океанической коры. Сегментами этих островных дуг были Юкон-Куюкук, Тогиак и Грэвина-Назотин, в современной структуре в виде одноименных террейнов вскрывающихся на Аляске и в Колумбийских Кордильерах [44, 73 - 75, 83]. В их составе отмечаются как интрузивные породы, так и морские и субаэральные островодужные вулканы, возраст которых, согласно К-Аг определениям, 137 - 125 млн. лет [73]. Аналогичные сегменты островных дуг реконструируются

и южнее, у Орегонско-Калифорнийской окраины США, также в качестве террейнов участвующие в строении этой окраины [1, 71, 86]. К ним относятся террейн Рогу, сложенный андезитами и их туфами с возрастом 150 - 157 млн. лет, а также островодужные интрузивные породы террейнов Четко и Рам Крик, включающие дифференцированный ряд пород от габбро до гранодиоритов, которые имеют K-Ar-возраст от 153 до 160 млн. лет и U-Pb (по циркону) датировки в интервале от 157 до 155 млн. лет [1, 29]. К этой же юрско-неокомской островодужной ассоциации принадлежит расположенный восточнее аллохтонный магматический комплекс Смэртвилл. Самые молодые датировки пород островной дуги гор Кламат около 148 - 132 млн. лет [51], то есть она функционировала до берриаса-валанжина включительно. Эта островная дуга сопровождалась тыловодужным бассейном, офиолиты которого в Береговых хребтах слагают тектоническую пластину с комплексом Джоцефина [55, 71]. Образующие его гарцбургиты, габбро и плагиограниты имеют датировки 157 и 158 млн. лет, а возраст базальтовых силлов 148 - 151 млн. лет [55]. В тыловодужном морском бассейне островной дуги Кламат накапливались турбидиты террейна Галик с позднеюрскими бухиями, а также юрские-неокомские турбидиты комплекса Грейт Вэлли.

На основании датировок ряда метаморфических зон Северной Америки установлено проявление невадской (предтитонской) орогении в интервале 145 - 150 млн. лет [55]. В это время произошло столкновение части аляскинских сегментов юрских островных дуг [92], а также шарьирование некоторых калифорнийских сегментов дуг на образования окраинно-морского бассейна [55]. Кроме того, этот тектогенез способствовал коллизии фрагментов палеозойско-раннемезозойских островных дуг (террейнов Пенинсулар, Врангелия и Александер) в единый супертеррейн Талкитна, который располагался значительно южнее современного положения [62, 92]. Выявляются ограниченные масштабы невадской орогении, поскольку она не прекратила развитие ансамбля юрских островных дуг, продолжавших развиваться в раннем мелу [65].

Вырисовывается колоссальное значение для запада Северной Америки среднемеловой орогении (конец неокома-ранний альб), которая в северной части этого континента носит название Колумбийской, а в Орегонско-Калифорнийской - Севиер. Не исключено, что проявление этой орогении было разновременным: более поздним (115 - 110 млн. лет) для северного сегмента орогенического пояса и более ранним (125 - 120) для южного. Среднемеловая орогения была обусловлена интенсивным встречным движением двух плит - Фараллон и Лавразийской, что вызвало столкновение юрско-неокомской системы ост-

ровных дуг с западным краем Лавразии, окаймленным палеозойско-раннемезозойскими покровами. При этом на край континента были также шарьированы океанические, преддуговые и задуговые образования. Об этом свидетельствует тот факт, что в пластинах французсканского комплекса Калифорнии встречаются не только типично островодужные толеиты и известково-щелочные базальты, но и офиолиты тыловодужных прогибов, а также обогащенные субщелочные базальты, характерные для океанических островов и некоторых участков срединно-океанических хребтов [86].

Возраст среднемеловой орогении доказывается как стратиграфическими данными, так и временем динамометаморфизма. В частности, на Аляске пластины мезозойских океанических и островодужных комплексов тектонически перекрывают породы валанжина, а обломки вулканитов этих комплексов обнаружены в альбских конгломератах хр. Брукс. Среднемеловое шарьирование пород на континент сопровождалось формированием зон зеленосланцевого-амфиболитового метаморфизма, возраст которых в Аляскинско-Колумбийско-Кордильерской части оценивается в 112 ± 11 млн. лет (K-Ar-датировка), а в Орегонско-Калифорнийской - 120 млн. лет [1, 33, 64]. Интенсивность деформаций усилилась благодаря вовлечению в коллизию супертеррейна Талкитна (рис. 2), который приблизился к зоне субдукции, заклинил ее и был шарьирован в сторону континента на структуры островной дуги [43]. Среднемеловой импульс причленения супертеррейна Талкитна к Северной Америке запечатлен в предальбском несогласии (альбские породы в его пределах несогласно перекрывают неокомские или оксфордские [62]). Однако в конце раннего мела этот супертеррейн, судя по палеонтологическим данным [62], располагался еще южнее современного его положения.

В целом тектонические покровы аллохтонных палеозойско-мезозойских образований Северной Америки вместе с паравтохтонными пластинами континента образуют синформу и надвинуты на край континента. Несмотря на то, что среднемеловая орогения явилась определяющей для тектонической структуры этого пояса, дислокации последнего есть результат длительного и многостадийного покрообразования на западном ограничении Северной Америки, по крайней мере, в течение позднего палеозоя-позднего мезозоя [37].

Позднеюрские-раннемеловые коллизионно-обдукционные процессы проявились и в Центрально-Американском регионе [30, 37]. Тектонические покровы этого возраста известны в континентальном обрамлении Карибского бассейна, и в фундаменте более поздних островных дуг.

В позднем альбе-сеномане коллизионно-аккреционные процессы на западе Лавразии сменились

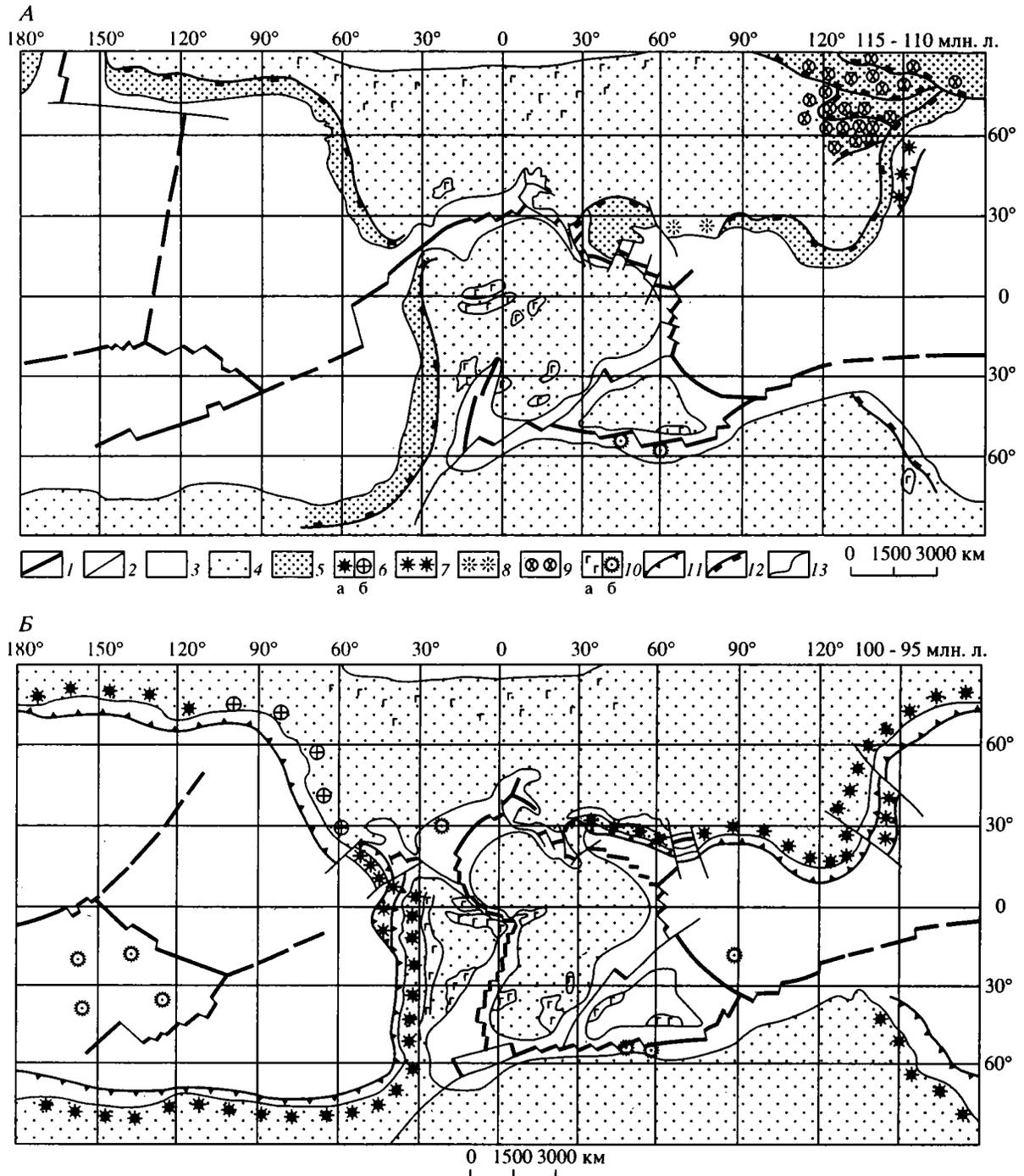


Рис. 1. Реконструкции эволюции континентальных окраин: *А* – для конца неокома-раннего альба (115 - 110 млн. лет), *Б* – для второй половины альба (100 - 95 млн. лет), *В* – для сеномана-турона (95 - 88 млн. лет). Расположение континентов дано по В.М. Funnell [52], срединно-океанических хребтов по Л.П. Зоненшайну и др. [11], D.V. Rowley, A.I. Lottes [82], Ch.R. Scotese et al. [84], полей внутриплитных базальтов по Л.П. Зоненшайну, М.И. Кузьмину [8] и R.D. Müller [76].

1 – срединно-океанические хребты (предполагаемые хребты показаны пунктиром); *2* – трансформные разломы и сдвиги (предполагаемые разломы показаны пунктиром); *3* – океанические плиты; *4* – континенты с областями шельфовых и эпиконтинентальных морей; *5* – орогенические пояса краевых частей континентов (ансамбли террейнов с покровно-надвиговыми структурами); *6* – окраинно-континентальные и энсиалические островодужные вулканические пояса: *а* – вулканоплутонические, *б* – плутонические; *7* – энсиматические островные дуги; *8* – затухающие вулканические пояса; *9* – пояса анатектических коллизионных гранитоидов; *10* – области проявления внутриплитного вулканизма: *а* – на континентах, *б* – в океанах (в случае рассеянных на большой площади ареалов внутриплитных базальтов их контуры не показаны); *11* – зоны субдукции; *12* – фронтальные зоны покровно-надвиговых поясов; *13* – границы континентов.

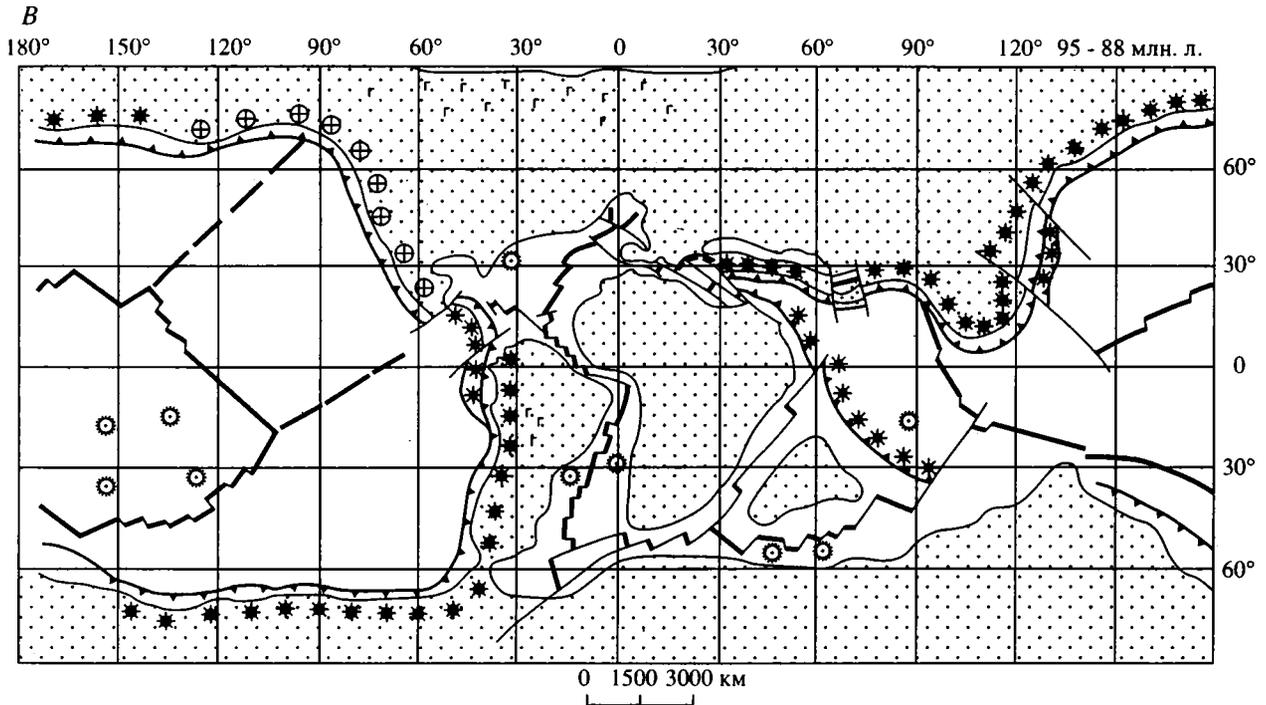


Рис. 1. Окончание.

субдукцией океанической плиты Фараллон под край этого континента. Возникшая при этом активная окраина имела специфические черты. Из-за косо́й субдукции в зоне перехода континент-океан возникли правосторонние сдвиги, движения по которым способствовали режиму сжатия на конвергентной границе плит, в связи с чем магматизм активной окраины был ограничен по масштабам и проявился, главным образом, в интрузивной форме. В преддуговом и тыловом прогибах этого окраинно-континентального пояса происходило накопление мощных турбидитов. Интрузивные массивы пояса прорывали сформировавшиеся в среднемеловую орогению покровы, а отложения смежных прогибов перекрыли последние в качестве промежуточного неоавтохтона. Интрузивные массивы ранне-поздне мелового возраста вскрываются по всему побережью Северной Америки, участвуя в строении "батолитов", для которых доказана возрастная и генетическая неоднородность. В частности, выделяющийся ранее в виде единого "Береговой плутонический комплекс" Канады включает породы от 150 до 100 млн. лет [68]. По-видимому, кроме гранитоидов окраинно-континентального пояса, датированных 109 - 90 млн. лет [62], в этот комплекс включены также юрско-раннемеловые интрузии островодужной и анатектической природы [90]. Данные изотопного состава Nd и Sr указывают на мантийные источники интрузивных пород окраинно-континентального пояса [83], хотя нельзя исключить и определенный

вклад корового вещества [62]. Однако вряд ли может быть справедливым мнение об анатектической природе всех интрузий этой территории [73, 74], поскольку масштабы процесса анатексиса при столкновении островных дуг с континентом были, скорее всего, ограничены. Еще больший разброс значений возраста установлен для "плутонического комплекса Сьерра-Невада": 180 - 160, 148 - 132, 121 - 104, 90 - 79 млн. лет [51]. Вероятно здесь, как и в Колумбийских Кордильерах, магматические породы имеют различную природу. Часть из них (конец раннего мела-поздний мел) составляют окраинно-континентальную магматическую дугу, а остальные принадлежат более древним островодужным и анатектическим сериям. К альб-поздне меловому плутоническому комплексу относятся, в частности, батолиты Айдахо (100 - 70 млн. лет) и Питикито (95 - 80 млн. лет) [51]. Завершение развития альб-поздне мелового плутонического пояса приходится на интервал 86 - 74 млн. лет, характеризовавшийся отсутствием субдукционного магматизма на западной окраине Северной Америки. Это объясняется [62] сменой конвергентных обстановок трансформными на границе океанической и континентальной плит. Правосторонние блоковые перемещения на западной окраине Лавразии обусловили в сеноне условия сжатия, препятствующие процессу субдукции. Кстати, в сеноне в результате сдвигового перемещения супертеррейн Талкитна был продвинут на север, в современное свое положение [92].

Не исключено, что кратковременные блокировки зоны субдукции из-за сдвиговых перемещений происходили в течение формирования плутонического пояса, чем объясняется разрыв в возрастных датировках интрузий, приходящийся на интервал 100 - 90 млн. лет.

Центрально-Американский регион в конце раннего мела характеризовался появлением энсиалической островной дуги, вследствие чего существовавшая до этого единая система спрединговых хребтов Тихого океана, Центральной Атлантики и Тетиса, была нарушена [11, 30, 40]. Эта островная дуга (сформировавшаяся на континентальном блоке, обособившемся в поздней юре при окончательном распаде западной части Пангеи) продвигалась в сторону Атлантики по ограничивающим трансформным разломам [40]. Спрединговый хребет Прото-Карибского бассейна от раннего альба к позднему мелу испытывает угасание, более раннее, по данным [11, 30] и более позднее (к концу кампана), по данным [35, 40, 80, 81].

Западная Гондвана. В течение поздней юры-неокома на западной окраине Гондваны и в смежной части Тихого океана формировалась сложная Южно-Американская система окраинно-континентальных и островодужных вулканических поясов, местами сменяющих друг друга по простиранию (рис. 3). Северный сегмент (10° - 15° ю.ш.) этой системы (Колумбия, Эквадор, Перу) включал развивавшуюся на океанической коре около континентального края островную дугу [72, 93], сложенную формацией Пинон. Последняя объединяет как островодужные бониниты, так и породы фундамента дуги – океанические толеиты E- и N-MORB типов [91], которые в современной геологической структуре образуют аллохтонные тектонические пластины. Южнее (18° - 42° ю.ш.) Чилийско-Аргентинский сегмент было представлен окраинно-континентальным вулканическим поясом с мощными вулканитами известково-щелочной магматической серии [15]. Ассоциирующие с ними диориты и адамеллиты с возрастом 130 - 120 млн. лет [41], входят в состав гетерогенного Андского батолита. В тылу пояса на утонившейся континентальной коре возник окраинный прогиб с щелочными и толеитовыми базальтами, а также с щелочными гранитоидами с возрастом 128 ± 5 млн. лет [53]. Вулканический пояс и окраинный прогиб продолжались на юг, в пределы Патагонского сегмента и Антарктики. Однако размещавшийся здесь тыловодужный морской бассейн Рокас Вердес испытал раскрытие с формированием новой океанической коры, что привело к отчленению от континента энсиалической островной дуги [46, 87, 88, 96]. В состав последней, кроме известково-щелочных вулканитов [88], входит часть интрузивных пород гетерогенного Патагонского батолита, Rb-Sr датировки которых лежат в пределах 141 - 103 млн. лет [56].

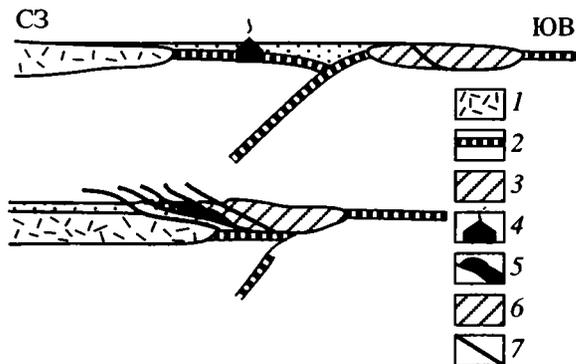


Рис. 2. Геодинамическая реконструкция формирования запада Северо-Американского континента (район южной Аляски) для интервала от поздней юры-неокома (верхний профиль) до среднего мела (нижний профиль) по В.Г. Csejtev et al. [43] с изменениями.

1 – Северо-Американский континент; 2 – кора океанических и задуговых бассейнов; 3 – супертеррейны Талкитна; 4 – островная дуга; 5 – островодужные комплексы в аллохтонном залегании; 6 – турбидиты; 7 – надвиги.

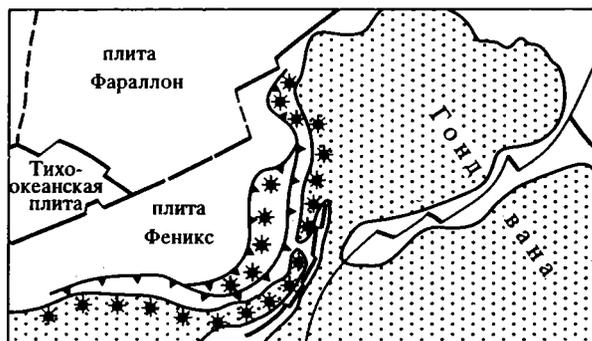


Рис. 3. Реконструкция предполагаемого размещения островодужных и окраинно-континентальных вулканических поясов близ западного ограничения Гондваны в интервале от 135 до 120 млн. лет. Условные обозначения показаны на рис. 1.

На рубеже раннего и позднего мела [15, 29, 41, 87, 95] западная окраина Гондваны испытывала интенсивную перуанскую орогению. Среднемеловой (скорее всего, альбский возраст) этих движений устанавливается по резкому несогласию в основании верхнемеловых отложений. Обычно перуанскую орогению считают синхронной (и генетически связанной) с началом раскрытия в конце раннего мела Южной Атлантики (рис. 4). На юге западной Гондваны во время перуанской орогении произошло закрытие тыловодужного бассейна с шарьированием его образований, равно как пород смежного вулканического пояса на восток [45, 46, 53, 56, 87, 88, 96]. В северном сегменте на край континента были обдуцированы островодужные и океанические породы формации Пинон, что

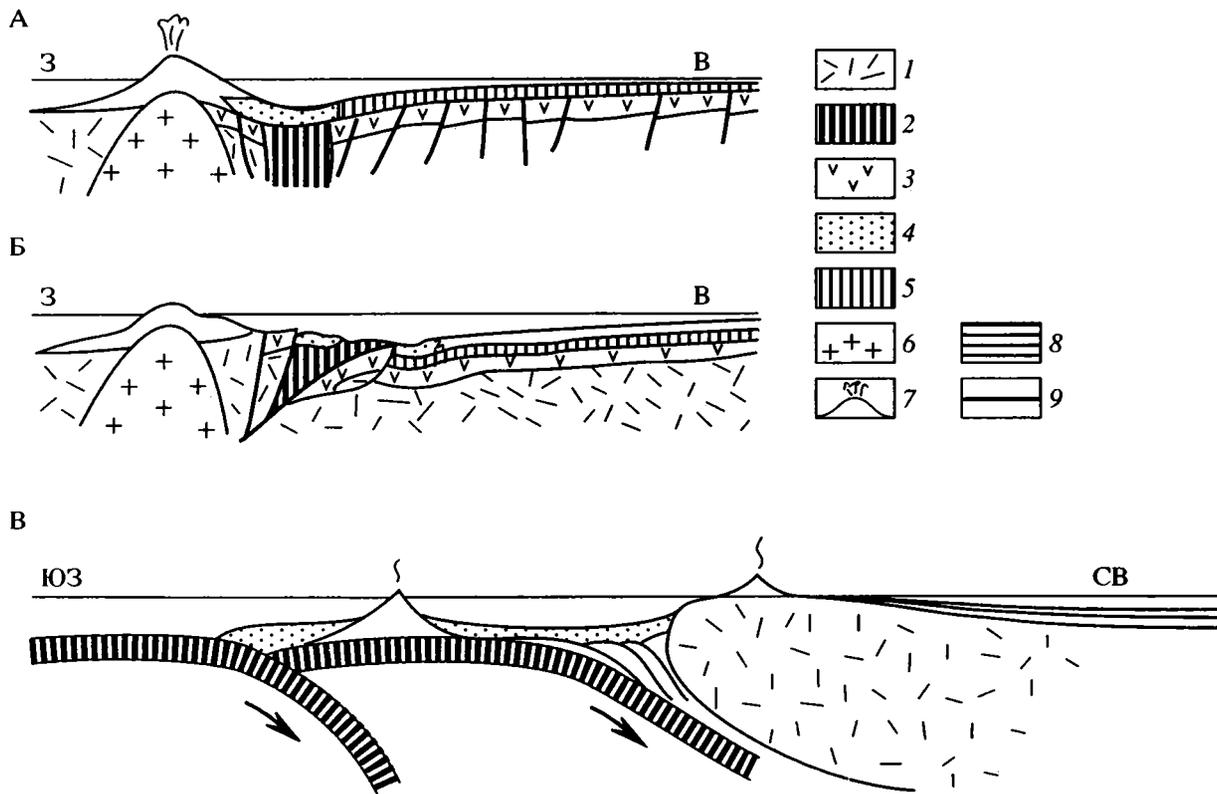


Рис. 4. Геодинамические реконструкции запада Южной Америки. А - Б - развитие южного сегмента активной континентальной окраины Южной Америки (по Т. I. Wilson [96]); А - ранний мел, Б - конец раннего мела; В - поздне меловая система островная дуга-окраинно-континентальный вулканический пояс для северного сегмента Южной Америки (по F. Van Thournout et al. [91]).

1 - кристаллическое основание; 2 - офиолиты; 3 - базальты юры; 4 - туфо-терригенные породы мела; 5 - тонкозернистые терригенные породы мела; 6 - интрузивные породы мела; 7 - меловой вулканический пояс; 8 - терригенные породы тыловодужного бассейна; 9 - разломы. Тонкой горизонтальной линией показан уровень моря.

сопровождалось образованием зон метаморфизма высоких давлений с возрастом 115 - 107 млн. лет [70]. Результатом средне меловой орогении, синхронной с раскрытием Южной Атлантики [45], явилось коробление и воздымание западного края Южной Америки с образованием Андийской Прото-Кордильеры.

В позднем альбе средне меловая орогения сменилась субдукцией океанической плиты под Южно-Американский континент и формированием нового окраинно-континентального вулканического пояса. В северном сегменте Южно-Американской окраины в альб-поздне меловое время возникла система из одновременно формирующихся энзиматической островной вулканической дуги (формация Макучи) и окраинно-континентального вулканического пояса (формация Селика) [31, 93]. Подобная обстановка сохранялась здесь, по крайней мере, до кампана (рис. 4). Центральный и южный сегменты Южно-Американского окраинно-континентального вулканического по-

яса мигрировали на восток по отношению к юрско-ранне меловому [15, 41]. К западу от пояса располагалось поднятие Берегового хребта, а к востоку - система тыловых прогибов с озерно-лагунными карбонатно-терригенными отложениями [96], а также с толеитовыми и щелочными базальтами внутриплитного типа. Интрузивные фации пояса представлены входящими в "Андийский" и "Патагонский" батолиты гранитоидами с возрастом 110 - 81 млн. лет [15, 56].

Восточная Гондвана. На восточной, Новозеландско-Австралийской, окраине Гондваны также проявлена средне меловая орогения (около 110 млн. лет), обусловленная коллизией супертеррейна с континентом [58]. Супертеррейн возник в результате столкновения палеозойских и ранне мезозойских островных дуг и континентальных блоков, возможно, в поздней юре. Средне меловая орогения сменилась формированием субдукционного вулканического пояса [79], который, возможно, функционировал лишь в конце раннего и самом

начале позднего мела. Окончание среднемеловой орогении в зоне сочленения континентальной и океанической плит коррелируется с началом обширной позднеальбской трансгрессии [79].

Восточная окраина Лавразии. В средне-позднеюрско-раннемеловое время северо-восточная окраина Лавразии (Сибирский континент) была отделена от Чукотско-Аляскинской системы микроконтинентов Южно-Аньюским морским заливом, соединяющимся с Тихим океаном. В Южно-Аньюском бассейне находились континентальные блоки (Колымо-Омолонский, Охотский) и функционирующие островные дуги [2, 10, 21, 26]. В позднеюрскую (колымскую) орогению произошла частичная коллизия континентальных блоков с шарьированием на край Сибирского континента образований юрских островных дуг. В коллизионной сутуре формировались зоны метаморфизма высоких давлений и массивы анатектических гранитоидов с возрастом около 140 млн. лет [2, 20]. Северо-восточнее, в сужающемся Южно-Аньюском бассейне, в поздней юре-неокоме продолжали развиваться островные дуги. Обширная, сложно ветвящаяся гирлянда юрско-неокомских периокеанических островных дуг протягивалась также в пределах плиты Кула по северо-западной периферии Тихого океана. На востоке она смыкалась с островодужной системой плиты Фараллон.

Китайско-Корейская окраина Лавразии в поздней юре-неокоме трассировалась окраинно-континентальным вулканическим поясом с возрастом 134 - 115 млн. лет [28, 34, 69].

В конце неокома-начале апта (около 115 млн. лет) восточная окраина Лавразии подверглась интенсивному сжатию, в связи с чем прекращают функционировать зоны субдукции и связанные с ними окраинно-континентальные и периокеанические вулканические пояса. Эта среднемеловая орогения была вызвана ускорением темпа спрединга океанических плит как в Амерзийском бассейне, так и в Тихом океане. В северо-восточной части Азиатского континента такая обстановка привела к столкновению Чукотско-Аляскинских континентальных блоков с Колымо-Омолонским микроконтинентом и с восточным краем Сибирского континента (позднеколымская орогения) [10, 20]. В результате произошло закрытие Южно-Аньюского бассейна и шарьирование в западных румбах пластин юрско-неокомских островных дуг вместе с образованиями задуговых и преддуговых прогибов. В эту эпоху интенсивной среднемеловой коллизии чехол столкнувшихся континентальных блоков испытал тектоническое расчешуивание, а в сутурных зонах возникли анатектические гранитоиды с возрастом 120 - 105 млн. лет [20, 21]. Импульс среднемелового сжатия выразился также в окончательном оформлении Монголо-Охотской суту-

ры с формированием анатектических гранитоидов Удского комплекса [10].

Со стороны Тихого океана в среднемеловую орогению с северо-восточным краем Азиатского континента пришли в столкновение террейны различной природы: обширный ансамбль юрско-готеривских островных дуг, а также образования окраинно-морских бассейнов и океанических областей [3, 21, 24]. Палеонтологические данные указывают на чрезвычайно высокую скорость продвижения террейнов в раннем-среднем мелу из северо-тетических и даже экваториальных широт в бореальные [3]. Эти террейны в совокупности с ранее возникшими у края континента покровами палеозойско-раннемезозойских пород сформировали Западнокамчатско-Корякский аккреционный орогенический пояс, нарастивший континентальную окраину Азии. Структурные и палеонтологические исследования доказали сильную нарушенность участвующих в аккреции террейнов, сформировавших пакет сложно построенных покровов [21, 23, 24, 50]. Шарьирование части пластин на край континента привело к возникновению фронтальной Юдомо-Алучинской системы надвигов [26], аналогичной фронтальным надвигам Северной Америки. Надвижение сопровождалось формированием цепочки впадин с молассовыми отложениями [26]. Возникновение у Азиатской окраины аккреционного пояса вызвало предпозднеальбскую регрессию [6].

Южнее аллохтонные образования Западнокамчатско-Корякского покровно-надвигового пояса прослеживаются в хабаровском и амурском комплексах Западно-Сихотэалинского региона [18, 63], а также во внутренней зоне юго-западной Японии [59, 63]. Можно предположить, что усилению интенсивности покровообразования у восточной окраины Азии способствовало участие в коллизии микроконтинентов. В частности, в интервале 115 - 110 млн. лет произошла коллизия Китайско-Корейского края континента с континентальным блоком Куросегава [27, 49], которая привела к затуханию магматизма юрско-неокомского окраинно-континентального пояса и оформлению террейнов в виде пакета покровов. Заслуживает внимания мнение [61], что блок Куросегава в позднем мезозое являлся частью более обширного микроконтинента, куда входил Охотоморский блок, в среднемеловую орогению столкнувшийся с восточной окраиной Азии. Край этого микроконтинента ныне, возможно, занимает юго-западную часть п-ова Камчатка. Наиболее вероятно, что эти континентальные блоки отчленились от Лавразии по левым сдвигам, возникшим при косо́й субдукции океанической плиты [94].

Таким образом, зоны субдукции и сопряженные с ними вулканические пояса не были характерны в среднем мелу для северо-западной Пацифики, хотя

полностью исключить их формирование нельзя. Так, близ восточной окраины Азии в конце раннего мела находилась Самаргинская островная дуга, вулканы которой вскрываются в фундаменте сенон-палеогенового Восточно-Сихотэалинского окраинно-континентального вулканического пояса [18, 19].

В позднем альбе коллизионно-аккреционные процессы сменились ускоренной субдукцией плиты Кула под континент. В результате на восточной окраине Азии возник протяженный Чукотско-Катазиатский вулканический пояс, состоящий из нескольких сегментов. Наиболее северный из них, альб-сенонский Охотско-Чукотский, несогласно перекрыл край древнего континента и примыкающие среднемиловые структуры Западнокамчатско-Корякской тектонической области и сопровождался обширным преддуговым бассейном, где накапливались турбидиты. Южнее окраину континента маркировал Хингано-Охотский сегмент вулканического пояса, который сопровождался турбидитовым преддуговым прогибом [17 - 19]. Хингано-Охотский сегмент, в отличие от Охотско-Чукотского, перестал функционировать в конце сеномана в связи с приключением к его зоне субдукции Самаргинской островной дуги. Южнее, в тылу Береговой зоны Китая располагался Катазиатский сегмент альбско-позднемилового вулканического пояса с возрастом пород 105 - 75 млн. лет [69], имевший продолжение в окраинно-континентальных поясах Тетиса. Катазиатский сегмент вулканического пояса сложен известково-щелочными породами с преобладанием андезитов, игнимбритов и туфов кислого состава, а также значительной долей участия туфогенно-терригенных пород [34]. С ними ассоциируют интрузии, Nd и Sr-изотопный состав которых свидетельствует о мантийном их генезисе с определенным вкладом коровой составляющей [60].

Тетическая окраина Лавразии. В келловее-валанжине (155 - 130 млн. лет) в результате левосторонних сдвиговых перемещений между Европой и Африкой в Западном Тетисе продолжал формироваться океанический Лигурийский бассейн. Субдукция океанической коры Восточного Тетиса под занятый эпиконтинентальным морем край Лавразии вызвала развитие Понтийско-Закавказской энсалической вулканической островной дуги. Максимум вулканической активности в позднеюрское время приходится на киммеридж [7]. В тылу этой дуги в конце юры возникли Прото-Черноморский и Южно-Каспийский окраинноморские бассейны. Позднеюрская орогения (аналог невадской) проявилась в Средиземноморском регионе в виде позднекиммерийской складчатости на значительном отрезке юга Евразийской окраины от Добруджи до Кавказа включительно. Эта орогения связывается с коллизией Мезийского микроконтинента с Евразией [7].

Неокомско-аптский интервал (130 - 110 млн. лет) характеризовался энергичными коллизионными процессами на северной окраине Тетиса [14]. На этом этапе в Западном Тетисе произошло частичное закрытие Лигурийского бассейна и обдукция северной части Апулийского блока на окраину Евразии. С австрийской орогенией связано становление Австро-Альпийских покровов [7, 12, 14]. Среднемиловая орогения выражена также тектоническими покровами Крыма (устное сообщение В.В. Юдина, 1993 г.).

В Восточном Тетисе на среднемиловом этапе приходится закрытие Мезотетиса и окончательное приращение к Евразийской окраине ряда микроконтинентов (Центрально-Афганистанского, Южно-Памирского, Южно-Тибетского) с оформлением соответствующих сутур (Варашской, Русанско-Пшартской, Банггонгской) [7, 12, 77, 89]. Результатом среднемиловой коллизии явилось интенсивное складко- и надвигообразование толщ по южному обрамлению Евразии с отчетливо выраженной северной вергентностью [7], а также формирование зон метаморфизма [14]. О приуроченности этих движений ко второй половине раннего мела свидетельствует резко выраженное преаптское или предбарремское угловое несогласие [7, 10, 12] и смена морских фаций континентальными.

В конце раннего мела на западе Восточного Тетиса произошло столкновение срединно-океанического хребта с активной окраиной Евразии. Новый спрединговый хребет возник в рифтовых зонах пассивной окраины Африкано-Аравийской плиты [7, 79]. Коллизионные процессы у континентального края Евразии привели к временному прекращению субдукции под него океанических плит Восточного Тетиса, что вызвало затухание юрско-неокомского вулканического пояса [14]. Однако не исключено, что некоторые остаточные вулканы (например, в Закавказье) продолжали действовать до апта [7, 35].

На альбско-сеноманском этапе (110 - 80 млн. лет) зона субдукции в Тетисе была перемещена к югу от приключившихся к Евразии микроконтинентов [7]. Не исключено, что в Понтийской части Тетиса эта зона сохраняла прежнее положение. Возникшая в результате возобновившейся субдукции дуга с мощным известково-щелочным вулканизмом по сути являлась окраинно-континентальным поясом [14], поскольку располагалась на залитом морем краю континента благодаря развивавшейся трансгрессии [14]. В тылу этой дуги, в условиях растяжения континентальной окраины по-прежнему существовала система глубоководных бассейнов. Окраинно-континентальный вулканический пояс протягивался от Родопского массива через Центральный Афганистан, Памир, Южный Тибет в Индокитайский регион [4, 13, 77, 78]. Этот вулканизм отражал субдукцию

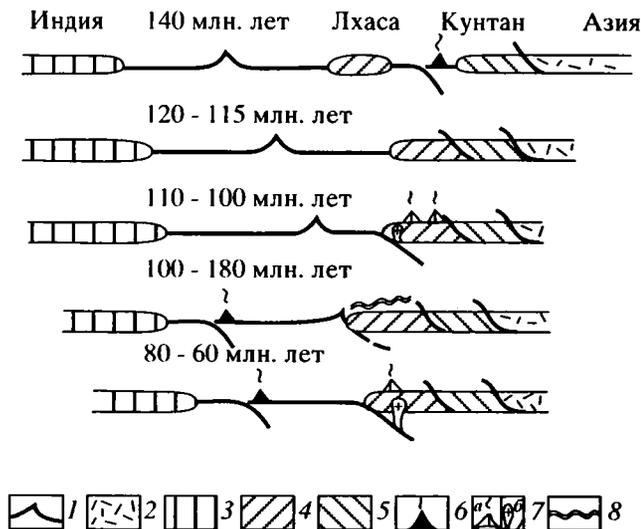


Рис. 5. Геодинамическая реконструкция Тибетской окраины Азии в позднем мезозое (по С. I. Allegre et al. [32], С. Coulon et al. [42] с дополнениями).

1 – океаническая кора; 2 – 5 – континентальная кора (2 – Азия, 3 – Индия, 4 – Лхаса, 5 – Кунтан); 6 – островодужные вулканические пояса; 7 – окраинно-континентальные вулканические пояса: а – вулканы, б – плутоны; 8 – дислоцированные отложения.

плиты Нео-Тетиса под Евразийский континент. В позднем альбе и начале сеномана спрединговый хребет, представлявший дивергентную границу плит Нео-Тетиса и Индийской, испытал столкновение с евразийской окраиной [7, 12, 57, 77, 84] и в дальнейшем под последнюю субдуцировала Индийская плита. Это столкновение нашло отражение в кратковременном затухании вулканизма в окраинно-континентальном поясе южной окраины востока Евразии. Таким образом, субдуцирование спредингового хребта под континент было неодновременным – более ранним (альбским) на западе и более поздним (поздне меловым) на востоке Тетиса [12, 84], в связи с чем был растянут во времени (100 - 80 млн. лет) этап орогенических движений в окраинно-континентальном вулканическом поясе и его фундаменте [32, 42].

Орогенические движения конца раннего мела привели к формированию новой конвергентной границы внутри Восточного Тетиса [14], следствием чего явилось возникновение внутриокеанической зоны субдукции и энсиматической островной дуги, начавшей функционировать в раннем сеноне [7, 14].

Характер взаимодействия в мелу океанических плит Восточного Тетиса и континентальной окраины юга Евразии может быть продемонстрирован на примере Южного Тибета. В современной структуре здесь располагается гондванский континентальный террейн Лхаса, который с севера отделен от блока Кунтан средне меловой суту-

рой Банггонг-Нуцзян, а с юга – кайнозойской сутурой Индо-Цангпо [32, 42]. Сутура Банггонг-Нуцзян представляет собой пакет наклоненных на юг тектонических пластин, сложенных офиолитовыми и островодужными комплексами: гарцбургитами, верлитами, дунитами, троктолитами, массивными и расслоенными габбро, дайковым комплексом, пиллоубазальтами, юрскими песчаниками и черными сланцами, а также андезитами и базальтами [32, 47]. Породы метаморфизованы в амфиболитовой фации. Тектонические пластины этой сутуры и смежный блок Лхаса с несогласием перекрыты меловыми известково-щелочными вулканиками окраинно-континентального типа. Разрез начинается с игнимбригов и туфов средне меловой формации Такена, $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ – возраст которых 110 млн. лет [42]. Выше с угловым несогласием располагается мощная верхнемеловая формация Линзизон, состоящая из андезитов и риолитовых игнимбригов. Этим меловым известково-щелочным вулканикам блока Лхаса комагматична часть интрузий из “плутонического пояса Гандизе” (включающего габбро, диориты, гранодиориты и граниты), который в целом, судя по широкому возрастному интервалу (125 - 40 млн. лет) составляющих его пород [32, 42], гетерогенен. Интрузивные породы пояса Гандизе являются аналогом батолита Сьерра-Невада и генетически связаны с зоной субдукции, поскольку первоначальные составы изотопов ниодимия, стронция и свинца указывают на мантийные источники, хотя и с присутствием коровых компонентов [32]. Аналогичная смесь коровых и мантийных составляющих установлена и для вулканических пород формации Линзизон.

Приведенные данные показывают, что в конце юры и начале мела близ южной окраины Азии располагались окраинноморский бассейн и островная дуга, под которую субдуцировала включающая террейны океаническая плита Мезо-Тетиса (рис. 5). В конце неокома и раннем апте (120 - 115 млн. лет) блок Лхаса, заклинив зону субдукции, примкнул к Азиатскому континенту. В результате этой коллизии разделявшие блок Лхаса и континент океанические, тыловодужные и островодужные образования подверглись покровообразованию, сформировав сутуру Банггонг-Нуцзян. В альбском веке (110 - 100 млн. лет) началась субдукция океанической плиты Нео-Тетиса под нарастающую окраину Азии и формирование окраинно-континентального вулкано-плутонического пояса (формация Такена и сопряженные с ней интрузии). Отмечается эпизодичность и небольшие масштабы средне-поздне мелового вулканизма, особенно в интервале от 100 до 80 млн. лет. Это совпадает со стадией деформаций ранне меловых вулкаников формации Такена и объясняется столкновением срединно-океанического хребта с континентальной окраиной (рис. 5). Эти данные ставят под

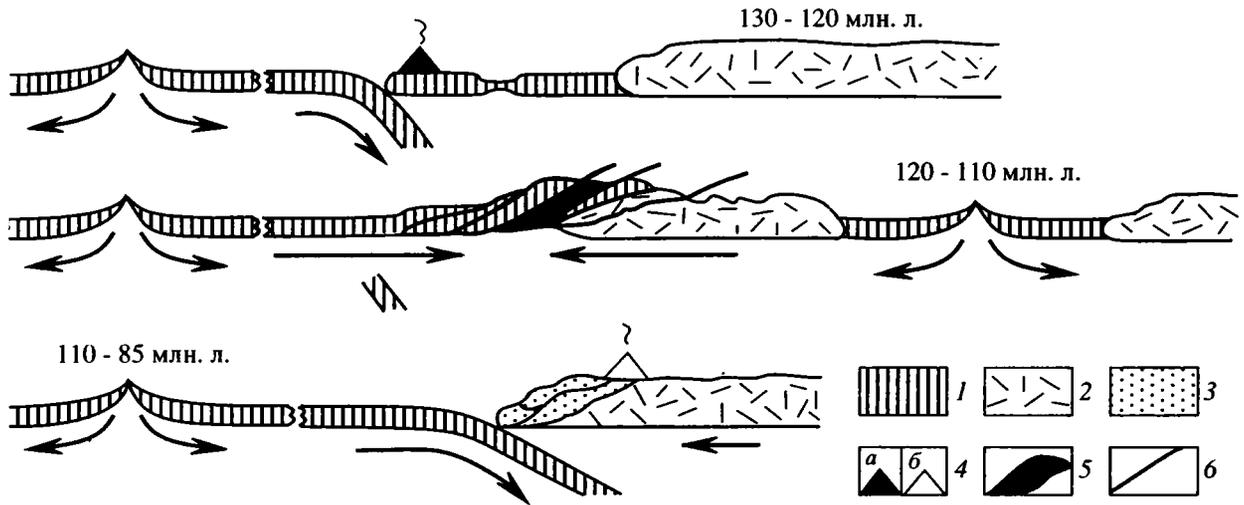


Рис. 6. Модель развития континентальных окраин в интервале от поздней юры до позднего мела.
 1 – океаническая кора; 2 – континентальная кора; 3 – покровно-надвиговые орогенетические пояса; 4 – вулcano-плутонические пояса: а – островодужные, б – окраинно-континентальные; 5 – островодужные комплексы в аллохтонном залегании; 6 – надвиги. Стрелками показано направление движения плит.

сомнение предположение [35] о более раннем (позднеюрском) времени причленения блока Лхаса к Евразии и столкновении срединно-океанического хребта в апте.

Во второй половине позднего мела и начале кайнозоя началась субдукция Индийской плиты под континент, что вызвало продолжение формирования окраинно-континентального вулcano-плутонического пояса, в котором большую площадь занимали игнимбритовые поля. Во внутренних частях океана в позднем (а возможно, и раннем) мелу развивались островные дуги [38, 47], впоследствии оказавшиеся зажатыми в виде тектонических пластин между Индией и Азией.

ГЛОБАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ РАННЕ-СРЕДНЕМЕЛОВЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН

Синтез изложенной выше геологической информации позволил выявить общие черты эволюции активных континентальных окраин Земли в ранне-среднемеловое время, включающей три этапа, принципиально различающихся тектоническими режимами.

На первом этапе (около 144 - 120 млн. лет) два обширных континента, Лавразия и Гондвана, были разобщены спрединговым хребтом, из Карибского региона протягивавшимся в Тетис. Нарастание океанических плит происходило также в Канадском бассейне и в Тихом океане. В последнем над зонами субдукции формировались обширные ансамбли внутриокеанических островных дуг (рис. 6), как например, в северо-восточном и северо-западном секторах Тихого океана,

включая и его Южно-Анжуйское ответвление. В юго-восточном секторе океана обстановка была более сложной – островная дуга близ северо-запада Гондваны южнее сменялась окраинно-континентальным вулканическим поясом Центрально-Анжуйского-Антарктического региона. Аналогичным образом островные дуги северо-запада Тихого океана в Корейско-Китайском регионе сменялись окраинно-континентальными поясами. Такое же положение занимали вулканические пояса по северной периферии Тетиса, хотя здесь на отдельных участках (например, в Северо-Тибетском регионе) формировались сегменты энсиматических островных дуг.

Таким образом, на позднеюрско-неокомском этапе участки активных континентальных окраин по простиранию сменялись ансамблями внутриокеанических островных дуг и тыловодужных прогибов. Активные континентальные окраины этого времени характеризовались режимом растяжения. Океанические прогибы размещались в тылу окраинно-континентальных вулканических поясов северного Тетиса, а в тыловодужном бассейне юго-западной Гондваны происходил спрединг океанической коры, приведший к отчленению от континента энсиматической островной дуги.

На фоне функционирующих субдукционных зон и связанных с ними вулканических поясов в интервале 152 - 140 млн. лет в отдельных регионах реконструируются столкновения сегментов островных дуг. Эта орогения (невадская, поздне-киммерийская, раннеколымская, раннеанжуйская), повлекшая оформление офиолитовых и островодужных покровов, коррелируется с началом раскрытия в поздней юре Центральной

Атлантики [7, 11] и Канадского бассейна [82], а также с усилением темпа спрединга в Тетисе в интервале 150 - 130 млн. лет [7]. Следует подчеркнуть умеренную интенсивность позднеюрской орогении (для Тихого океана отмеченную [22, 24, 25], в целом не нарушавшую субдукцию океанических плит и формирование вулканических поясов.

Второй этап (120 - 110 млн. лет, конец неокома-ранний альб) характеризовался глобальным проявлением среднемеловой (перуанской, австрийской, позднеколымской, позднеяньшанской) орогении, вызванной интенсивным сжатием в периферических частях океанов (за исключением вновь раскрывающихся) и смежных площадях континентов.

В разных регионах эта орогения проявилась разновременно. Так, австрийский тектогенез протекал в апте-альбе [29], тогда как другие ученые указывают на альбско-сеноманский интервал движений [14, 16]. Синтез приведенной информации указывает на аптско-раннеальбский пик деформаций близ активных континентальных окраин, хотя начальные их фазы проявились в конце неокома, а конечные – в начале сеномана.

Среднемеловой режим сжатия в зоне перехода континент-океан привел к почти полному отмиранию субдукционных зон и связанных с ними вулканических поясов, как расположенных близ континентов островодужных, так и окраинно-континентальных. Продолжающийся местами (например, по северной периферии Тетиса) среднемеловой вулканизм этого типа носил, скорее, инерционный характер и был связан с функционированием остаточных субдукционных источников.

Среднемеловая орогения, которую многие исследователи выделяют в ранг гиперколлизии, выразилась в виде мощных аккреционных процессов на континентальных окраинах Тихого океана, по северной периферии Тетиса, а также по обрамлению Карибского бассейна. С этими окраинами пришли в столкновение и частично обдуцированы на них островодужные, тыловодужные и океанические комплексы (как срединно-океанических хребтов, так и внутриокеанических островов), а также микроконтиненты, слагающие мезозойскую складчато-покровную оторочку континентов. Формирование последней сопровождалось глобальной регрессией [54]. Интересно обсудить причины среднемеловой гиперколлизии, сопровождавшейся становлением мощных пакетов тектонических покровов с преобладающей вергентностью в сторону континента.

Аккреционные процессы и покровообразование обычно связывают с завершением поглощения океанической плиты при заклинивании зоны субдукции подошедшими к ней участками коры повышенной мощности. Многие исследователи полагают, что ориентировка возникающих при окончании субдукции тектонических покровов в целом

конформна наклону зоны субдукции [36, 85, 90, 92]. Вергентность покровов в сторону континента, по этой модели, может возникнуть только в том случае, если зона субдукции наклонена от континента в сторону океана. Другая модель допускает шарьирование пород на нависающую над зоной субдукции плиту при наклоне зоны Беньофа под континент [5, 39, 43]. Вероятно, именно так протекала локально проявленная предтитонская невадская орогения. Однако эта модель не объясняет главных особенностей аккреционных процессов в среднем мелу: их необычайной интенсивности, не имеющей аналогов в мезо-кайнозойской истории Земли, а также то обстоятельство, что аккреция террейнов с частичной их обдукцией на континент происходила не только у активных окраин континентов, но и на пассивных их участках, где субдуцирование океанической коры отсутствовало. Следовательно, орогенические процессы, приведшие к наращиванию континентов обширными складчато-покровными поясами, имели причину более общего характера. Такой причиной явилась аномально возросшая в среднем мелу тектоническая активность в океанах. Мощные среднемеловые коллизивно-аккреционные процессы у континентальных окраин происходили на фоне распада Пангеи, обусловленного возникновением новых срединно-океанических хребтов и резким возрастанием темпа спрединга в уже существовавших [9, 29, 66, 84]. Интервал от 120 до 110 млн. лет характеризовался началом раскрытия Южной Атлантики и формированием спрединговой зоны, отделившей Африку от Индии и Австралии. В это же время начинается спрединг океанической коры между Индией, Австралией и Антарктикой. Кроме того, на рубеж 120 млн. лет приходится резкое увеличение темпа прироста океанической коры в Тихом океане [9, 66, 67]. Глобальный характер среднемеловой орогении, имеющей глубинные причины и отражающей перестройку конвективных ячеек в мантии и появление новых систем срединно-океанических хребтов, уже были подчеркнуты ранее [8, 9, 14, 25, 29, 67].

Высокий темп спрединга в океанах и возникновение в тылу континентов новых срединно-океанических хребтов вызвали в среднем мелу режим интенсивного сжатия в области, включающей фронтальные части раздвигающихся континентов и испытывавших встречное движение смежных частей океанических плит вместе с функционировавшими там островными дугами. Мощное сжимающее усилие в этой пограничной области привело к срыву с фундамента островных дуг и океанических островов, и к их шарьированию (вместе с океаническими и тыловодужными комплексами) на продвигающийся в сторону океана край континента (см. рис. 6). Время шарьирования устанавливается по возрасту метаморфических пород высоких давлений, возникавших в основании

покровов [5], а также по возрасту анатектических гранитоидов, появившихся в этих зонах метаморфизма при вовлечении в коллизию крупных сиалических блоков.

Третий этап (100 - 88 млн. лет, конец альба-турон) характеризовался возникновением глобальной системы окраинно-континентальных вулканических поясов, которая по своим масштабам не имела аналогов в мезозое-кайнозое. Этот процесс совпал с дальнейшим увеличением протяженности срединно-океанических хребтов: Центрально-Атлантический сегмент соединился с Южно-Атлантическим, а Северо-Атлантический продолжал продвижение на север [84]. В альбе продолжался высокий темп спрединга плит Тихого океана [67]. В этих условиях обстановку сжатия и обдукции по периферии океанов сменила появлением новых конвергентных границ вдоль континентальных окраин и ускоренной субдукцией под последние океанических плит (рис. 6). Прямая зависимость темпа субдукции океанических плит от скорости спрединга уже отмечалась ранее [9, 16, 29]. Активные континентальные окраины с известково-щелочным магматизмом возникли в пределах всего Тихоокеанского кольца, а также по северному обрамлению Тетиса. Установлена положительная корреляция объемов вулканических пород в окраинно-континентальных поясах и скорости субдукции [16]. Резко возросшая протяженность срединно-океанических хребтов вызвала максимум мезозойской трансгрессии, начавшейся в позднем альбе [14, 20, 56]. Во внутренних частях океанических бассейнов возникли новые конвергентные границы, с островными вулканическими дугами, как это доказано, например, для Тетиса [14]. Сложность реконструкции начального положения последних определяется тем, что ныне островодужные формации залегают в виде маломощных и малопротяженных тектонических пластин в сутурных швах континентов, располагаясь на значительном удалении от первоначальной позиции.

Региональные особенности тектонического режима на альбско-туронском этапе сказались, в частности, на интенсивности магматизма и на балансе вулканических и плутонических фаций в окраинно-континентальных магматических поясах. Так, столкновение в сеномане срединно-океанических хребтов Тетиса с окраиной Евразии привело к уменьшению интенсивности магматических проявлений, а косоориентированная по отношению к краю Северо-Американского континента субдукция океанической плиты в сочетании с продолжающимся раскрытием Северной Атлантики вызвали обстановку умеренного сжатия на западе Северной Америки, что предопределило преобладание в окраинно-континентальном поясе плутонических фаций над вулканическими.

Таким образом, подтверждено высказанное многими учеными [9, 14, 16, 22, 24, 26, 29] мнение о прямой зависимости эволюции окраин континентов от тектонической активности в срединно-океанических хребтах. Среднемеловой этап (120 - 84 млн. лет) резко обособляется на фоне остальной мезозойско-кайнозойской истории наиболее длительным интервалом отсутствия инверсий магнитного поля Земли, а также аномально высоким темпом наращивания океанической литосферы, почти вдвое превышающим современный [9, 66]. Кроме того, для интервала 125 - 75 млн. лет установлен максимальный в мезозое объем вулканитов внутриплитного типа [66], что рассценивается как индикатор резкого усиления в среднем мелу эндогенных процессов на границе ядро-мантия. На континентальных ограничениях начало взрыва эндогенной деятельности около 125-120 млн. лет отразилось резкой сменой обстановок: от активных континентальных окраин с признаками растяжения в поздней юре-неокоме к мощному орогенезу в конце неокома-начале альба. Уникальность среднемеловых коллизионно-аккреционных процессов отражает начало резкого увеличения скорости наращивания океанических плит как в уже существовавших срединно-океанических хребтах, так и во вновь образованных, обусловивших начало раскола Пангеи и центробежное движение континентов.

Среднемеловое увеличение объема океанической коры, несомненно, должно было привести к общему расширению Земли [29]. Однако события на континентальных окраинах свидетельствуют о существовании компенсационных механизмов. Среднемеловая аллохтонно-паравтохтонная оторочка континентов может рассматриваться в качестве компенсационных структур, формировавшихся в начальный период (120 - 110 млн. лет) нарастания скорости спрединга. Последующее (110 - 84 млн. лет) увеличение объема океанической коры привело к иному компенсационному механизму: разрядкой усилившейся обстановки сжатия близ континентальных окраин явилась ускоренная субдукция океанической коры под континент с возникновением глобальной системы окраинно-континентальных вулканических поясов.

ВЫВОДЫ

1. В неокомско-туронской эволюции активных континентальных окраин Земли установлены три этапа.

А) На юрско-неокомском этапе конвергентные границы в зоне перехода континент-океан были выражены сочетанием активных континентальных окраин (с соответствующим надсубдукционным вулканизмом) и вулканических островных дуг, как энсиматических, так и энсиалических. Особенностью этого этапа являлось

умеренное растяжение в пределах континентальных окраин, приведшее к образованию тыловодужных прогибов вплоть до отчленения от континентов энсиалических вулканических дуг.

Б) В позднеэокомско-раннеальбское время произошла интенсивная глобальная орогения. Она была вызвана возросшей скоростью конвергенции плит, что привело к коллизии с окраиной континентов террейнов различной природы. Этот режим сжатия обусловил почти полное отмирание в зоне перехода континент–океан субдукционных зон и связанных с ними периокеанических и окраинно-континентальных вулканических поясов, а также интенсивную обдукцию на континент островодужных, тыловодужных и океанических комплексов и пород микроконтинентов.

В) На позднеальбско-поздне меловом этапе началась новая ускоренная субдукция океанических плит под континенты, а возникшие конвергентные границы плит маркировались протяженными системами окраинно-континентальных вулканических поясов, которые по своим масштабам не имеют аналогов в мезозое–кайнозое.

2. Механизм образования покровно-надвиговой среднемеловой террейновой оторочки (с явлениями обдукции) у континентальных границ объясняется интенсивным встречным движением океанических плит и континентов, которое было обусловлено как появлением новых срединно-океанических хребтов в результате распада Пангеи, так и увеличением скорости спрединга в раннее существовавших (например, в пределах Тихого океана). В результате островные дуги, микроконтиненты и океанические острова при ускоренном сближении с континентами были сорваны краями последних и вместе с офиолитовым фундаментом шарьированы на континентальные окраины с образованием зон метаморфизма в основании покровов. При этом коллизионном процессе края континентов испытали воздымание (сопровождавшееся морской регрессией), коробление и тектоническое расчешуивание паравтохтона.

3. Интенсивный прирост океанической коры в среднем мелу вряд ли привел к сколько-нибудь значительному общему расширению Земли, поскольку он был, по-видимому, нейтрализован компенсационными механизмами: в начальный (120 - 110 млн. лет) этап нарастания скорости спрединга компенсационными структурами явились среднемеловые аллохтонно-паравтохтонные орогенные пояса, сформировавшиеся у краев континентов; последующее (110 - 84 млн. лет) увеличение объема океанической коры привело к ускоренной субдукции последней под края континентов.

4. Специфика среднемеловой истории активных континентальных окраин, выразившаяся в интенсивнейшей среднемеловой орогении и в последую-

щем формировании глобальной системы окраинно-континентальных вулканических поясов, коррелируется с другими, не менее уникальными событиями этого этапа эволюции Земли: с резким ростом протяженности срединно-океанических хребтов, с пиком внутривулканической активности и с длительным интервалом отсутствия инверсий магнитного поля Земли. Эти события многими учеными рассматриваются как индикатор резкого усиления в среднем мелу эндогенных процессов в ядре и на границе ядро–мантия, приведших к реорганизации конвективных ячеек в мантии. Таким образом, среднемеловая история континентальных окраин, несомненно, отражает эти эндогенные процессы Земли и может рассматриваться в качестве одного из их индикаторов.

Данное исследование проведено благодаря субсидированию Российского фонда фундаментальных исследований (проект 93-05-8877) и поддержке директора института литосферы Н.А. Богданова.

Автор искренне благодарен А.Л. Книпперу, В.Е. Хаину, М.А. Жаркову, И.О. Мурдмаа, С.Д. Соколову и Н.М. Чумакову за обсуждение проблемы развития активных континентальных окраин, а также С.А. Куренкову за конкретные конструктивные замечания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богданов Н.А., Добрецов Н.Л. Офиолиты Калифорнии и Орегона // Геотектоника. 1987. № 5. С. 97 - 105.
2. Богданов Н.А., Тильман С.М. Тектоника и геодинамика Северо-Востока Азии. М.: Изд-ние ин-та литосферы РАН, 1992. 53 с.
3. Вишневецкая В.С., Филатова Н.И. Обстановки формирования среднемезозойских образований Анадырско-Корякского региона // Изв. ВУЗ. 1992. № 1. С. 29 - 40.
4. Гатинский Ю.Г. Латеральный структурно-формационный анализ. М.: Недра, 1986. 195 с.
5. Добрецов Н.Л. Правильная периодичность образования глаукофановых сланцев и офиолитов как показатель периодичности геологических процессов // Докл. АН СССР. 1988. Т. 300. № 2. С. 427 - 431.
6. Зинкевич В.П. Формации и этапы тектонического развития севера Корякского нагорья. М.: Наука, 1981. 106 с.
7. Зоненшайн Л.П., Деркур Ж., Казьмин В.Г. и др. Эволюция Тетиса // История океана Тетис. Изд-ние института океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР, 1987. С. 104 - 115.
8. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Внутривулканический вулканизм и его значение для понимания процессов в мантии Земли // Геотектоника. 1983. № 1. С. 28 - 45.
9. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. 192 с.

10. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит. Т. 2. М.: Наука, 1990. 334 с.
11. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Седов А.П. Глобальные палеогеодинамические реконструкции для последних 160 млн. лет // Геотектоника. 1984. № 3. С. 3 - 16.
12. Казьмин В.Г. Коллизия и рифтогенез в истории океана Тетис // Геотектоника. 1989. № 5. С. 14 - 23.
13. Казьмин В.Г., Сборщиков И.М., Рыку Л.-Э. и др. Вулканические пояса – индикаторы мезозойско-кайнозойской активной окраины Евразии // История океана Тетис. М.: Изд-ние института океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР, 1987. С. 58 - 73.
14. Книппер А.Л. Движение австрийской фазы в океанической коре Тетиса: характер проявления, последствия и возможные причины // Геотектоника. 1985. № 2. С. 3 - 15.
15. Ломизе М.Г. Тектонические обстановки геосинклинального вулканизма. М.: Недра, 1983. 193 с.
16. Ломизе М.Г. О корреляции главных проявлений тектогенеза в мезозое и кайнозое // Докл. АН СССР. 1986. Т. 290. № 4. С. 929 - 931.
17. Меланхолина Е.Н. Тектоника Северо-Западной Пацифики. Соотношения структур океана и континентальной окраины. М.: Наука, 1988. 216 с.
18. Натальин Б.А., Борукаев Ч.Б. Мезозойские сутуры на юге Дальнего Востока СССР // Геотектоника. 1991. № 5. С. 84 - 97.
19. Натальин Б.А., Фор М. Геодинамика восточной окраины Азии в мезозое // Тихоокеанская геология. 1991. № 6. С. 3 - 25.
20. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозоид Северо-Восточной Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 261 с.
21. Парфенов Л.М., Натанов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68 - 78.
22. Пуцаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н. Тектоническое развитие Земли. Тихий океан и его обрамление. М.: Наука, 1992. 263 с.
23. Руженцев С.В., Бялбжеский В.Н., Григорьев В.Н. и др. Тектоника Корякского нагорья // Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 136 - 188.
24. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 187 с.
25. Соколов С.В. Общие закономерности развития активных окраин Тихого океана в мезозое и кайнозое // Докл. АН. 1994. Т. 336. № 2. С. 234 - 237.
26. Филатова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 264 с.
27. Филатова Н.И. Мезозойская история развития Корейско-Японского региона // Геотектоника. 1990. № 5. С. 112 - 124.
28. Филатова Н.И. Тектоника Кореи // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 6. С. 146 - 159.
29. Хаин В.Е., Балуховский А.Н. Историческая геотектоника. Мезозой, кайнозой. М.: Авиар, 1993. 451 с.
30. Чехович В.Д. Тектоника и геодинамика складчатого обрамления малых океанических бассейнов. М.: Наука, 1993. 272 с.
31. Aguirre L. Metamorphic pattern of the Cretaceous Celica formation, SW Ecuador, and its geodynamic implications // Tectonophysics. 1992. V. 205. № 1 - 4. P. 223 - 237.
32. Allegre C.J., Courtillot V., Tapponnier P. et al. Structure and evolution Himalaya-Tibet belt // Nature. 1984. V. 307. № 1. P. 17 - 22.
33. Armstrong R.I., Harakal J.E., Forbes R.B., Evans B.W., Thurston S.P. Rb-Sr and K-Ar study of metamorphic rocks of the Seward Peninsula and southern Brooks Range // Blueschists and eclogites. Geol. Soc. Amer. Memoir. 1986. V. 164. P. 185 - 203.
34. Atlas of the Palaeogeography of China / Chief compiler H. Wang. Cartographic Publishing House. Beijing. China. 1985. 165 p.
35. Atlas Tethys palaeoenvironmental maps / Eds. Dercourt J., Ricou L.E., Vrielynck B. Paris. Gauthier-Villars. 1993. 307 p. 14 maps.
36. Aubouin J. The west Pacific geodynamic model // Tectonophysics. 1990. V. 183. № 1 - 2. P. 1 - 7.
37. Aubouin J., Blanchet R. Subduction and tectonics. Discussion on the results of the IPOD, program in active margins // Oceanologica acta. 1981. № SP. P. 283 - 294.
38. Bard J.P. Metamorphism and obducted island arc: example of the Kohistan sequences (Pakistan) in the Himalayan collided range // Earth and Planet. Sci. Letters. 1983. № 65. P. 133 - 144.
39. Ben-Avraham Z., Nur A. The emplacement of ophiolites by collision // J. Geophys. Res. 1982. V. 87. № B5. P. 3861 - 3867.
40. Bouysse Ph. Opening of the Grenada back-arc basin and evolution of the Caribbean plate during the Mesozoic and Early Paleogene // Tectonophysics. 1988. V. 149. № 1 - 2. P. 121 - 143.
41. Coira B., Davidson J., Mpodozis C., Ramos V. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of Northern Argentina and Chile // Earth-Sci. Reviews. 1982. № 18. P. 303 - 332.
42. Coulon C., Maluski H., Bollinger C., Wang S. Mesozoic and Cenozoic volcanic rocks from central and southern Tibet: ³⁹Ar-⁴⁰Ar dating, petrological characteristics and geodynamical significance // Earth and Planetary Science Letters. V. 79. 1986. P. 281 - 302.
43. Csejtev B.Ir., Cox D.P., Evarts R.C., Stricker G.D., Foster H.L. The Cenozoic Denali fault system and the Cretaceous accretionary development of south-western Alaska // Journ. Geoph. Res., 1982. V. 87. № B5. P. 3741 - 3754.
44. Currie L., Parrish R.R. Jurassic accretion of Nisling terrane along the western margin of Stikinia, Coast Mountains, northwestern British Columbia // Geology. 1993. V. 21. № 3. P. 235 - 238.
45. Dalziel I.W.D. Collision and Cordilleran orogenesis: and Andean perspective // Collision tectonics. 1986. Geological Soc. Special. Publ. № 19. P. 389 - 404.
46. Dalziel I.W.D., Maarten J. de W., Keith F.P. Fossil marginal basin in the southern Andes // Nature. 1974. V. 250. № 6. P. 291 - 298.

47. *Dietrich V.J., Frank W., Honegger K.A.* Jurassic-Cretaceous island arcs in the Ladakh-Himalayas // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1983. V. 18. № 1 - 4. P. 405 - 433.
48. *Embry A.F., Osadetz K.G.* Stratigraphy and tectonic significance of Cretaceous volcanism in the Queen Elizabeth Islands, Canadian Arctic Archipelago // *Canadian Journ. Earth Sciences.* 1988. V. 25. № 8. P. 1209 - 1219.
49. *Faure M., Caridroit M., Guidi A., Charket J.* The late Jurassic orogen of south west Japan: nappe tectonics and longitudinal displacement // *Bull. Soc. geol. France.* 1987. V. 8. T. III. P. 477 - 485.
50. *Filatova N.I., Vishnevskaya V.S.* Tectonic position of the Mesozoic ophiolitic and island arc formations in Koryak region (northeastern Russia) // *Proceedings of the 29th IGC. Part D.* Eds. A. Ishiwatari, J. Malpas, H. Ishizuka. 1994. VSP Intern. Sci. Publ. The Netherlands. P. 109 - 127.
51. *Frazier W.J., Schwimmer D.R.* Regional stratigraphy of North America. Plenum Press. New York and London. 1987. 719 p.
52. *Funnell B.M.* Global and European Cretaceous Shorelines, stage by stage // *Cretaceous resources, events and rhythms. Background and plans for research.* Dordrecht-Boston-London: Kluwer Academic Publ. 1990. P. 221 - 235.
53. *Grier M.E., Salfity J.A., Allmendinger R.W.* Andean reactivation of the Cretaceous Salta rift, northwestern Argentina // *J. South Amer. Earth Sci.* 1991. V. 4. № 4. P. 351 - 372.
54. *Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R.* Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic // *Science.* 1987. V. 235. № 4793. P. 1156 - 1166.
55. *Harper G.D., Wright J.E.* Middle to late Jurassic tectonic evolution of the Klamath Mountains California-Oregon // *Tectonics.* 1984. V. 3. № 7. P. 759 - 772.
56. *Herve M., Suarez M., Puig A.* The Patagonian batholith of Tierra del Fuego, Chile: timing and tectonic implications // *J. Geol. Soc. London.* 1984. V. 141. Pt. 5. P. 909 - 917.
57. *Hilde T.W.C., Uyeda S., Kroenke L.* Evolution of the Western Pacific and its margin // *Tectonophysics.* 1977. V. 38. № 1 - 4. P. 145 - 165.
58. *Howell D.G.* Mesozoic accretion of exotic terranes along the New Zealand of Gondwanaland // *Geology.* 1980. V. 8. № 10. P. 488 - 494.
59. *Ishiwatari A.* Time-space distribution and petrologic diversity of Japanese ophiolites // *Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere. Sultanate of Oman,* 1991. P. 723 - 743.
60. *Jahn B.M., Zhou X.H., Li J.L.* Formation and tectonic evolution of Southeastern China and Taiwan: isotopic and geochemical constrains // *Tectonophysics.* 1990. № 183. P. 145 - 160.
61. *Jolivet L., Cadet J.P., Lalevee F.* Mesozoic evolution of Northeast Asia and the collisional of the Okhotsk microcontinent // *Tectonophysics.* 1988. V. 149. № 1 - 2. P. 89 - 109.
62. *Jones D.L., Silberling N.J., Coney P.J.* Collision tectonics in the Cordillera of western N America: examples from Alaska // *Collision tectonics. Geological Soc. Spec. Publ.* 1986. № 19. P. 367 - 387.
63. *Kojima S.* Mesozoic terrane accretion in Northeast China, Sikhote-Alin and Japan regions // *Palaeogeography, Palaeoclimatology. Palaeoecology.* 1989. № 69. P. 213 - 232.
64. *Lanphere M.A., Blake M.C. Jr., Irwin W.P.* Early Cretaceous metamorphic age of the Fork Mountain Schist in the northern California Coast Ranges // *Amer. Sci.,* 1978. V. 278. P. 798 - 816.
65. *Lanphere M.A., Irwin W.P., Hotz P.E.* Isotopic age of the Nevadan Orogeny and older plutonic and metamorphic events in the Klamath Mountains, California // *Geol. Soc. Am. Bull.* 1968. V. 79. № 2. P. 1027 - 1052.
66. *Larson R.L., Olson P.* Mantle plumes control magnetic reversal frequency // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1991. V. 107. № 3 - 4. P. 437 - 447.
67. *Larson R.L., Pitman W.C.* Correlation of Mesozoic magnetic anomalies, and its implications // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1972. V. 83. P. 3645 - 3662.
68. *Leclair D.A., Parrish R.R., Archibald D.A.* Evidence for Cretaceous deformation in the Kootenay arc based on U-Pb and ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating, southeastern British Columbia // *Current Research. Part A. Geological Survey of Canada.* 1993. Paper 93-1A. P. 207 - 220.
69. *Liangshi W., Rongfu P.* Tectonic setting of Mesozoic volcanic belt and regional metallogeny in southern China // *Proceedings of the Seventh Quaternary IAGOD Symposium.* 1988. E. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung (Nägele und Obermiller). Stuttgart. P. 139 - 147.
70. *McCourt W.J., Aspden J.A., Brook M.* New geological and geochronological data from the Colombian Andes: continental growth by multiple accretion // *J. Geol. Soc. London.* 1984. V. 141. Pt. 5. P. 831 - 845.
71. *McLanghlin R.J., Blake M.C. Jr., Criscom A., Blome C.D., Murchey B.* Tectonics of formation, translation and dispersal of the Coast Range ophiolite of California // *Tectonics.* 1988. V. 7. № 5. P. 1033 - 1056.
72. *Megard F.* Cordilleran Andes and marginal Andes: a review of Andean geology north of the Arica Elbow (18°S) // *Circum-Pacific orogenic belts and evolution of the Pacific ocean basin, Colorado: Geol. Soc. Am.* 1987. P. 71 - 95.
73. *Miller E.L., Hudson T.L.* Mid-Cretaceous extensional fragmentation of a Jurassic-Early Cretaceous compressional orogen, Alaska // *Tectonics.* 1991. V. 10. № 4. P. 781 - 796.
74. *Monger J.W.H.* Canadian Cordilleran tectonics: from geosynclines to crustal collage // *Can. Journ. Sci.* 1993. V. 30. № 2. P. 209 - 231.
75. *Monger J.W.H., Price R.A., Tempelman-Kluit D.J.* Tectonic accretion and the origin of the two major metamorphic and plutonic belts in the Canadian Cordillera // *Geology.* 1982. V. 10. № 4. P. 70 - 75.
76. *Müller R.D.* Revised plate motions relative to the hotspots from combined Atlantic and Indian ocean hotspot traces // *Geology.* 1993. V. 21. № 3. P. 275 - 278.
77. *Otsuki K.* Plate tectonics of Eastern Eur sia in light of fault systems // *The science reports of the Tohoku university. Second series (geology).* 1985. V. 55. № 2. P. 141 - 251.
78. *Peltzer G. and Tapponnier P.* Formation and evolution of strikeslip faults, rifts, and basins during the India-Asia collision: an experimental approach // *J. Geophys. Res.* 1988. V. 93. № B12. P. 15.085 - 15.117.

79. Phanerozoic geology of the World. II. The Mesozoic, B. / Eds. M. Moullade and A.E.M. Nairn. 1983. ELSEVIER. Amsterdam-Oxford-New York-Tokyo. 450 p.
80. Pindell J.L., Cande S.C., Pitman III W.C., Rowley D.B., Dewey J.F., Labrecque J., Haxby W. A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution // Tectonophysics. 1988. V. 155. № 1 - 4. P. 121 - 138.
81. Ross M.I., Scotese Ch.R. A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region // Tectonophysics. 1988. V. 155. № 1 - 4. P. 139 - 168.
82. Rowley D.B., Lottes A.I. Plate-kinematic reconstructions of the North Atlantic and Arctic: Late Jurassic to Present // Tectonophysics. 1988. V. 155. № 1 - 4. P. 73 - 120.
83. Samson S.D., Patchett P.J., McClelland W.C., Gehrels G.E. Nd isotopic characterization of metamorphic rocks on the Coast Mountains, Alaskan and Canadian Cordillera: ancient crust bounded by juvenile terranes // Tectonics. 1991. V. 10. № 4. P. 770 - 780.
84. Scotese Ch.R., Ganagan L.M., Larson R.L. Plate tectonic reconstructions of the Cretaceous and Cenozoic ocean basins // Tectonophysics. 1988. V. 155. № 1 - 4. P. 27 - 48.
85. Sengör A.M.C. Plate tectonics and orogenic research after 25 years // Tectonophysics. 1991. V. 187. № 1 - 4. P. 315 - 344.
86. Shervais J.W., Kimbrough D.L. Geochemical evidence for the tectonic setting of the Coast Range ophiolite: a composite island-arc-oceanic crust terrane in western California // Geology. 1985. V. 13. № 1. P. 35 - 38.
87. Stern C.R., Mohseni P.P., Fuenzalida R. Petrochemistry and tectonic significance of Lower Cretaceous Barros Arana Formation basalts, southernmost Chilean Andes // J. South Amer. Earth Sci. 1991. V. 4. № 4. P. 331 - 342.
88. Suarez M. A Late Mesozoic island arc in southern Andes, Chile // Geol. Magazine. 1979. V. 116. № 3. P. 181 - 190.
89. Tapponnier P., Mattauer M., Proust F., Cassaigne Ch. Mesozoic ophiolites, sutures, and large-scale tectonic movements in Afghanistan // Earth Planet. Sci. Lett. 1981. V. 52. № 1 - 3. P. 355 - 371.
90. Underschultz J.R., Erdmer P. Tectonic loading in the Canadian Cordillera as recorded by mass accumulation in the foreland basin // Tectonics. 1991. V. 10. № 2. P. 367 - 380.
91. Van Thournout F., Hertogen J., Quevedo L. Allochthonous terranes in northwestern Ecuador // Tectonophysics. 1992. V. 205. № 1 - 4. P. 205 - 221.
92. Wallace W.K., Hanks C.L., Rogers J.F. The southern Kahitna terrane: implications for the tectonic evolution of southwestern Alaska // Geol. Soc. Amer. Bull. 1989. № 11. P. 389 - 407.
93. Wallrabe-Adams H.J. Petrology and geotectonic development of the Western Ecuadorian Andes: the basic igneous complex // Tectonophysics. 1990. V. 185. № 1, 2. P. 163 - 182.
94. Wang Quan, Lin Xueya. Paleoplate tectonics between Cathaysia and Angaraland in inner Mongolia of China // Tectonics. 1986. V. 5. № 7. P. 1073 - 1088.
95. Wilson K.M., Hay W.W., Wold C.N. Mesozoic evolution of exotic terranes and marginal seas, western North America // Marine geology. 1991. № 102. P. 311 - 361.
96. Wilson T.J. Transition from back-arc to foreland basin development in the southmost Andes: stratigraphic record from the Ultima Esperanza District, Chile // Geol. Soc. Amer. Bull. 1991. V. 103. № 1. P. 98 - 111.

Рецензенты: А.Л. Книппер, С.Д. Соколов

Early-Middle Cretaceous Evolution of Active Continental Margins

N. I. Filatova

The Neocomian-Turonian period of active margin evolution is marked by alternating occurrences of magmatic and orogenic processes. Island arcs and continental volcanic belts were remarkable features of the Jurassic-Neocomian stage. The global orogeny of the late Neocomian-early Albian time resulted in extinction of subduction zones with related volcanic belts, and in obduction of island-arc, back-arc, oceanic, and microcontinent-derived complexes onto continents. The mid-Cretaceous hypercollision was caused by the global acceleration of spreading rates and convergence between oceanic and continental plates. The late Neocomian-Aptian regime of intense compression in continental margins was responsible for origin of the folded-nappe terrane rim surrounding continents. At the Albian-late Cretaceous stage, this regime accelerated subduction of oceanic slabs under continents, and generated new convergent boundaries with immense marginal volcanic belts having no analogues of this rank among the late Mesozoic-Cenozoic structures. All the features of the mid-Cretaceous active margins and other phenomena of that time, such as global reorganization in the mid-ocean ridge system, high rate of oceanic crust generation, peak of intraplate magmatic activity, and reversal-free geomagnetic period, point to the highly intensified endogenic activity of the Earth.

К ПРОБЛЕМЕ РАЗЛОМООБРАЗОВАНИЯ В ЛИТОСФЕРЕ (О ТРЕХ КНИГАХ С.И. ШЕРМАНА И СОАВТОРОВ)

© 1996 г. А. И. Суворов

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 23.01.96 г.

Недавно издательством “Наука” Сибирского отделения РАН опубликован трехтомный коллективный труд под общим названием “Разломообразование в литосфере” [1 - 3]. Первый том посвящен подробной характеристике разломов зон сдвига, второй – зон растяжения, третий – зон сжатия. Редактор издания академик Н.А. Логачев.

Интересное и содержательное исследование, выполненное коллективом авторов (С.И. Шерман, К.Ж. Семинский, С.А. Борняков, Р.М. Лобацкая и др.) возвращает нас к старой фундаментальной и несколько затененной в последние годы проблеме, которая, несомненно, имеет важнейшее значение для понимания геологических процессов как в теоретическом, так и в практическом аспектах.

Исследование проведено с новых, тектонофизических, позиций и нацелено главным образом на решение геодинамических вопросов. Для этого были широко использованы наиболее представительные фактические данные полевой геологии, а также данные физического и математического моделирования, что позволило представить генетические процессы разломообразования, насколько это было возможно, на количественной основе.

В первой книге [1] на фоне предложенной авторами общей тектонофизической классификации разломов разработана специальная классификация сдвиговых зон, среди которых выделены и показаны на глобальной схеме три большие группы: зоны сдвигового смятия, собственно сдвиги (генеральные, региональные, локальные и сколы) и разные по размерам трансформные разломы океанского дна (подробно не рассмотренные). Все эти группы увязаны с общей ранговой шкалой разломов, насчитывающей 12 рангов.

Тектонофизическая характеристика наиболее крупных континентальных сдвигов Земли (длинной во многие сотни и первые тысячи километров) построена с привлечением таких важнейших параметров сдвигов, как ориентировка, характер смещения, возраст и продолжительность горизонтальных движений, их амплитуда и скорость, толщина нарушенной литосферы, наконец, степени зрелости (ранняя или поздняя стадии развития).

Сопоставление всех этих данных показало, что континентальные сдвиги по направлению образуют четыре совокупности с азимутами 330, 70,

280 и 360 градусов и приурочены к литосфере с толщиной около 100 км. Активность сдвигов в истории Земли была неравномерной, с усилением в венде, девоне–перми, мелу–палеогене и в четвертичное время, с неуклонным увеличением количества крупных сдвигов к кайнозою.

Касаясь действующих сил, вызывающих сдвиги и связанные с ними другие разломы, авторы отдают предпочтение не ротации, а глубинным эндогенным процессам (течению вещества астеносферы), причем деформация по типу среза, по их мнению, характерна для межплитных наиболее крупных разломов (когда источник сил находится в литосфере), тогда как условия сжатия или растяжения обуславливают менее крупные внутриплитные разломы (при источнике сил вне пределов литосферы).

На многих примерах расшифрована инфраструктура сдвиговых зон. Определены контуры динамического влияния сдвигов, установлена зональность по особенностям размещения и типам деструктивных полей и показано, что при отношении длины деструктивных полей к общей длине разломной зоны от 0.2 до 0.4 деструкция внутриразломного пространства равномерная, при меньших соотношениях (от 0.15 до 0.05) – дискретно-дисперсная или линейно-концентрированная. Выявлены и проанализированы и другие взаимозависимости различных параметров, выраженные в виде уравнений.

По результатам физического и математического моделирования установлена стадийность развития сдвиговых зон и их отличия в зависимости от приложенных сил (сжатие, растяжение, срез). Отмечено неравномерное распределение пластических и разрывных деформаций и поля скоростей в сдвиговых зонах по их простиранию и по мере развития сдвига. Сделана интересная попытка найти способ выражения активности сдвиговых систем через количественных показателей (например, по фактическим подвижкам, длине возникающих трещин и т.д.). Активность предложено оценивать через потенциальную способность к нарушению динамического равновесия и разрушению материала. Построены графики вариации тектонической активности сдвигов в связи с изменениями их ориентировки.

Наконец, произведено сопоставление особенностей инфраструктуры сдвигов с сейсмичностью, силой землетрясений, положением очагов и их миграцией по горизонтали и вертикали.

В итоге проведенного исследования авторам удалось существенно приоткрыть завесу над механизмом сдвигового разломообразования и увязать его с разными геодинамическими обстановками.

Вторая книга [2], посвященная разломообразованию в зонах растяжения, так же содержательна, как и первая. В ней дана обобщенная характеристика континентальных рифтовых структур, выявлены некоторые закономерности эволюции структур и геофизических полей и указаны основные геодинамические факторы, определяющие разломообразование. Приведена карта основных зон растяжения и сжатия Земли.

Основным источником рифтогенеза авторы считают эндогенные процессы – развитие астеносферных потоков, растекание их в стороны, утонение литосферы и земной коры, образование глубинных разломов, базальтовый магматизм, сейсмическую активность и т.д. Особое внимание обращено на главные в этом процессе параметры – вязкость пород, соотношение мощностей земной коры, литосферы, астеносферы, экзогенноактивного слоя, плотность теплового потока, градиент скорости движений, плотность возникающих разломов, амплитуды и скорости горизонтальных движений.

Номенклатура разломов зон растяжения подчинена той же 12-ранговой шкале. Подавляющее большинство разломов в кайнозойских рифтовых зонах по морфогенетическому типу отнесено к категории сбросов, ориентированных параллельно осям возникающих грабенов. Для Прибайкалья указан новый факт – проявление в связи с рифтогенезом надвигов, не получивший, однако, объяснения. Сделана безуспешная попытка перенесения результатов анализа трещиноватости локальных объемов на более крупные разломы, что нашло подтверждение в соотношениях между количественными параметрами деструктивных полей и разломов (ориентировка, плотность, распределение средних длин, оптимальная густота, ширина зоны влияния и т.д.).

При моделировании процесса разломообразования авторы исходили из предположения об упруговязком поведении литосферы в условиях длительных деформаций. Воспроизведено два механизма – “активный” и “пассивный”, соответственно при контактном взаимодействии деформационного слоя с энергетическим источником и при отсутствии такого непосредственного контакта. Осуществлено также математическое моделирование зон тектонической активности, участков сочленения разломов, влияния глубинного фактора, условий разрушения межразломного пространства в поле растяжения.

В результате проведенных работ установлены следующие общие геодинамические закономерности разломообразования в зонах растяжения литосферы. Структурный план территории, существовавший до регионального растяжения, оказывает значительное влияние на ориентировку структур растяжения, а их площадь определяется шириной областей активного динамического влияния разломов. Подтверждена стадийность в развитии рифтовых зон. Число “качественных” этапов тесно связано с толщиной деформируемой литосферы и скоростью деформирования; стадии отражают дискретное течение процесса, а их разная длительность определяется характером механизма, активным или пассивным. Наибольшая сейсмическая активность, вызываемая субгоризонтальными напряжениями, приходится на фланги рифтовых зон, где намечаются трансформные разломы (Прибайкальская зона). С повышением плотности разрывов сейсмическая активность также усиливается. Общая же неравномерность в распределении глубин очагов определяется спецификой растягиваемой коры.

В третьей книге [3], характеризующей разрывные структуры зон сжатия, выделены их основные морфологические разновидности: от одиночных трещин, взбросов, надвигов и шарьяжей до их группировок (так называемых “дуплексов” – систем чешуйчато расположенных “конских хвостов”) и до глобальных поясов. Все эти нарушения подразделены на 12 рангов, для каждого из которых указаны протяженность, элементы залегания, амплитуды горизонтального смещения, ширина зон динамического влияния, глубина, временные условия формирования, энергетический источник, его уровень и генезис. Рассмотрены на конкретных примерах возраст нарушений, этапы развития, продолжительность движений и их скорость. Приведена, наконец, карта стабильного размещения крупнейших зон сжатия, приуроченных главным образом к “Тихоокеанскому кольцу”. Средиземноморскому поясу и к некоторым участкам окраин континентов (Аппалачи, Скандинавия) и их внутренних частей (Урал).

Механизмы формирования надвигов и шарьяжей представлены как результат трех типов реализации движений в зонах сжатия литосферы – вязкого течения (свойственного крупным надвигам), скольжения (в локальных приповерхностных зонах) и сочетания течения и скольжения. Указаны также необходимые для того или другого механизма ведущие факторы – мощность деформируемой толщи, ее однородный или разнородный состав, характер вязкости толщи в целом и в ее основании, скорость деформирования. Подчеркнуто, что амплитуды подвижек пропорциональны времени действия сил и текучести материала.

Физическим моделированием установлено, что в процессе формирования зон сжатия (как и

растяжения) поля деформаций во времени изменяются неравномерно. Выделено два типа миграции – вкрест простирания и вдоль деформируемых зон, причем миграция активности второго типа происходит по механизму, сходному с распространением медленных деформационных волн.

По итогам математического моделирования определено, что наиболее высокой активностью обладают системы разломов с углами падения 35 - 70°. Более активными являются разломы с наименее жестким контактом между крыльями. С течением времени контакт между крыльями разлома ослабевает и активность разлома возрастает – создается напряженно-деформационное состояние без трения.

Все эти и другие выводы, безусловно, интересны. Жаль только, что из приведенного анализа выпали сейсмические явления, наиболее широко и многообразно выраженные именно в геодинамике зон сжатия.

Касаясь общей оценки рассмотренного трехтомного труда, следует признать, что здесь впервые в таком объеме раскрыты многие новые стороны процесса разломообразования в литосфере. Вместе с тем одновременно подняты многие проблемы и еще не решенные вопросы.

Первая их группа имеет отношение к собственно геодинамике, именно к зонам сжатия, растяжения и сдвига. Какими методами их надлежит устанавливать, как разные напряжения соотносятся в пространстве и во времени. Подразделяются ли они на ранги и на какие. Каковы тектонические условия их трансформации от одного вида к другому.

Известны два главных методических подхода к решению – от общего к частному и от частного к общему. Первый, дедуктивный, подход целиком определяется идеологией исследователя и ведет к многовариантным заключениям. Например, если в истории Земли принимается сокращение земного радиуса, на первый план выступает напряжение сжатия, остальные же являются его производными; если принимается увеличение радиуса, главнейшим становится напряжение растяжения; если, наконец, радиус считается неизменным (как в тектонике литосферных плит), растяжение и сжатие выступают как одноранговые явления (спрединг–субдукция), а сдвиги являются их следствием. Авторы придерживаются последней точки зрения и именно с этих позиций размещают зоны сжатия, растяжения и сдвига на земной поверхности.

Второй, индуктивный, подход базируется на конкретных фактах, в данном случае на анализе локальных и региональных параметров разломов. Авторы широко используют и этот метод и получают для отдельных районов очень сложную картину пространственного и парагенетического сочетания разломов разного морфологического типа и возраста, разных по характеру движений и с разными видами действующих напряжений.

Они совершенно правильно подразделяют разломы по их величине на ранги и таким путем довольно успешно производят вычленение и анализ деформационных полей. Но вопросы все же остаются. Например, как возникают в рифтогенных зонах одновозрастные им надвиги и рифты в зонах сжатия. Как изменялось в каждом данном месте поле напряжений и разломообразования в разные эпохи тектонического развития литосферы. Как проявляют себя более древние разломы в новых геодинамических условиях, и можно ли их использовать при подсчетах плотности и других параметров нарушений на этом новом этапе.

Следующая группа вопросов связана с методикой подразделения разломов на ранги. Почему, например, выделено 12 рангов, а не 6, 8 или 10. Почему разломные нарушения, отчетливо охарактеризованные мерой и числом, сопоставлены при этом с безмерными вещественными и структурными комплексами (системы ориентированных трещин с геотектониками, а системы сбросов – со слоями коры). Может быть, лучше было бы параллельно с разломами той или иной протяженности выделять ряды размерных форм тектонической делимости и по тому, ограничиваются ли они первыми или те находятся внутри них, соответственно намечать порядки соподчиненности разломов.

В заключение следует отметить, что общее содержание книг наводит на мысль о целесообразности выделения систем и поясов разломов и их характеристики (включая деление на ранги) не по принципу их нахождения в предполагаемых зонах сжатия, растяжения и сдвига, а по принадлежности к тем или иным крупным тектоническим зонам, по их возрасту и по пространственному рисунку разломов в этих зонах. Сами же геодинамические условия разломообразования более правильно выводить из особенностей строения этих зон и отдельных деформационных полей. В сущности, для многих районов это и было сделано авторами. Тем самым было показано, что процесс разломообразования в литосфере выходит далеко за рамки канонов тектоники литосферных плит, которых авторы придерживались по ходу изложения материала, и ставит перед исследователями специфические задачи, не менее актуальные и увлекательные, чем, скажем, поиск путей движения литосферных плит в те или иные эпохи геологической истории Земли. В этом видится главное достоинство рассмотренного трехтомного труда.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1991. 260 с.
2. Разломообразование в литосфере. Зоны растяжения. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1992. 228 с.
3. Разломообразование в литосфере. Зоны сжатия. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1994. 263 с.

УДК 55.061.3

ДВА СЕМИНАРА ПО НЕЛИНЕЙНОЙ ГЕОДИНАМИКЕ

Нелинейная геодинамика ныне оформилась в крупное научное направление, стимулирующее исследователей к поиску новых более адекватных тектонических и геодинамических построений. Возникновение этого направления с неизбежностью следовало из общей логики развития современной науки. В значительной степени оно обязано своим появлением работам лауреата Нобелевской премии И.Р. Пригожина, которые пронизаны такими терминами и понятиями, как “нелинейность”, “неустойчивость”, “флуктуация”, “бифуркация”, “хаос”. При этом в поле зрения этого выдающегося ученого находятся новейшие достижения физики, химии, термодинамики, биологии и даже социологические проблемы.

Призыв к повороту мышления геологов в сторону нелинейной геодинамики впервые прозвучал в 1990 г. в статье Ю.М. Пушаровского с соавторами, опубликованной в журнале “Геотектоника”, а уже в мае 1993 г. в Геологическом институте РАН в Москве под руководством Ю.М. Пушаровского состоялся семинар по нелинейной геодинамике. На этом междисциплинарном семинаре говорилось о нелинейных тектонических, магматических, метаморфических, нефтегеологических и отчасти даже планетологических явлениях.

Первоначально (1990 г.) нелинейная геодинамика была определена как область науки, изучающая особенности неупорядоченного проявления во времени и пространстве структурообразующих движений в пределах тектоносферы.

Из докладов на семинаре следовало, что это понимание должно быть расширено: нелинейная геодинамика начинается там, где в геосферах появляются нерегулярности, резкие отклонения в развитии большого круга геологических процессов, так или иначе связанных с энергетикой недр. В 1994 г. в издательстве “Наука” вышла книга “Нелинейная геодинамика”, содержащая статьи, написанные по материалам этих докладов. В этом сборнике, включающем 13 статей, освещены теоретические основы нелинейной геодинамики и нелинейные процессы в развитии океанской и континентальной земной коры, а также зон перехода между ними. Используются тектонические, петрологические и геохимические данные, полученные в океане в самые последние годы; рассматриваются нелинейные аспекты сейсмических явлений и сделана первая попытка подойти с позиций нелинейности к процессам нефтеобразования. Книга нацеливает исследователей на большую

перспективность исследований в области нелинейной геодинамики и ограничивает детерминистский подход к объяснению геологических явлений и процессов.

В ноябре 1995 г. состоялся 2-й междисциплинарный семинар по нелинейной геодинамике. Он также проходил под руководством академика Ю.М. Пушаровского и был организован Геологическим институтом РАН и Научным советом РАН по проблемам Мирового океана (Рабочая группа “Тектоника и магматизм”). Было заслушано 9 докладов о нелинейных тектонических, магматических, сейсмических, седиментологических и нефтегеологических явлениях. Примечательно, что практически целиком обновился состав докладчиков. Это свидетельствует о приобретении к проблемам нелинейной геодинамики все более широкого круга исследователей.

Во вступительном слове руководитель семинара предложил определение геодинамики как области, изучающей силовые поля и поля напряжений в геосферах, порождающие их причины и следствия их воздействия на геологическую среду. Нелинейная геодинамика как ветвь геодинамики охватывает радикальные отклонения от последовательности (линейности) в развитии геодинамических систем, порождающие неупорядоченность, разного рода нерегулярности и бифуркации в геологических процессах, что может быть связано как с энергетическими импульсами глубин, так и с воздействием на геосферы внеземных факторов. Было подчеркнуто, что предпосылкой таких явлений является нестабильность геосферных систем.

В докладе Ю.М. Пушаровского и Г.Л. Кашинцева на основании сопоставления петрохимических, геохимических и изотопных характеристик толеитовых базальтов Тихого, Атлантического и Индийского океанов было показано, что как внутри океанов, так и между океанами имеются существенные отличия в составе магматитов, обусловленные гетерогенностью мантийных источников. Последняя есть результат развития глубинных геосфер как открытых систем. Сделан вывод о широком проявлении в ходе магматических процессов нелинейных эффектов. Выдвигается идея об обособлении в петрологии особой ветви – нелинейной петрологии.

В докладе Л.И. Лобковского приводится краткий анализ ситуации, сложившейся в геологии после завершения разработки концепции тектоники литосферных плит, которая играла роль

парадигмы в геологической науке на протяжении последней четверти века. Отмечено важное значение концепции нелинейной геодинамики в развитии современной теории эволюции Земли. Дан анализ современного состояния проблемы конвективных движений в мантии, где на первый план вышли результаты изучения глубинного строения Земли методами сейсмической томографии, а также численного моделирования трехмерной тепловой конвекции в сферической оболочке. Обсуждается проблема циклов Вильсона, характеризующих эволюцию мегаокеанов атлантического типа в континентальном полушарии. Предлагается новая конвективная схема, объясняющая главные стадии цикла Вильсона, исходя из смены режимов конвекции с общемантийной химико-плотностной на двухъярусную тепловую и наоборот. Обсуждаются следствия изложенной схемы. Описан новый подход к проблеме глобальных трансгрессий, в основу которого положены представления о вертикальных изостатических смещениях литосферы Тихого океана, связанных с изменениями объема выплавляемых из мантии базальтов в процессе неравномерного спрединга.

В докладе А.С. Перфильева был проведен историко-геологический анализ главных структур океанов – рифтовых зон и трансформных разломов – в основном на примере Атлантического океана. Установлено, что главная дивергентная граница плит (рифтовая зона), равно как и многие трансформные разломы, меняет свое местоположение в процессе образования новых масс океанской коры. Рифтовые зоны испытывают переоскоки (джампинг), проградируют и реградируют по простиранию. Перескакивание в пространстве характерно и для некоторых трансформных разломов. Изменения границ плит во времени отражает нелинейный характер их геодинамики.

Сообщение Ю.Н. Разницына было посвящено широкому распространению тектонической расслоенности океанической коры и верхов мантии в северной части приэкваториальной Атлантики и Атлантического океана вообще. Сочетание достоверно установленных крупноамплитудных вертикальных перемещений с тектонической расслоенностью позволяет говорить о сложной чешуйчато-блоковой структуре океанической коры, сильно отличающейся от простых слоистых моделей. Процесс тектонического расслоения имел место на протяжении всей истории раскрытия Атлантики и протекал по-разному в различных районах. В целом же тектоническое расслоение коры свойственно в большей степени ее ранним стадиям в пределах сводовой части срединно-океанического хребта. Масштабность проявления тектонической расслоенности – яркое проявление нелинейности процессов становления литосферы Атлантики. Взаимодействие эпох и зон сжатия и растяжения

обусловило в конечном итоге формирование чрезвычайно сложного поля напряжений в литосфере с различной ориентацией осей сжимающих и растягивающих напряжений. Реализовавшаяся в этом поле тектоническая расслоенность определила случайное и неупорядоченное расположение отдельных ее элементов. Вопреки распространенному мнению океаническая кора не является жестким монолитом, а представляет собой подвижную субстанцию. Эта подвижность находит отражение в комплексе структурно-вещественных преобразований коры на всю ее мощность. Последние отражают процесс структурной самоорганизации океанической коры.

В докладе А.В. Николаева, посвященном проблемам нелинейной сейсмологии, отмечалось, что в основе нелинейных геофизических процессов лежат фундаментальные свойства горных пород, находящихся в естественном залегании. По сути эти свойства являются проявлением геофизической нелинейности среды, которую можно разделить на пассивную и активную. Пассивная нелинейность в волновых полях проявляется в виде взаимодействия сейсмических и электромагнитных волн, а также в изменениях скоростей волн и электросопротивления, связанных с изменениями недеформированного состояния среды. Проявления активной нелинейности значительно ярче и многообразнее. Это прежде всего эффекты эволюции геофизических процессов, связанные с их взаимодействиями и проявляющиеся в их взаимной модуляции и индукции. К этому классу относится, в первую очередь, широкий круг явлений наведенной сейсмичности – инициирование землетрясений естественными и техногенными процессами: земными приливами, изменениями скорости вращения Земли, изменениями атмосферного давления, фоновыми геодинамическими процессами, наполнением крупных водохранилищ, разработкой полезных ископаемых, ядерными испытаниями и др. Искусственные воздействия играют все более заметную роль в развитии геодинамических процессов, а их изучение и прогноз затруднены сложностью и непредсказуемостью нелинейной эволюции. В методике исследований в области нелинейной сейсмологии должны преобладать дедуктивные, а не индуктивные методы; не следует слишком доверяться теоретическим методам, математическому моделированию, использующим простые исходные модели.

Парадоксальные эффекты в современной нелинейной геодинамике были продемонстрированы в докладе А.Г. Гамбурцева с соавторами. Разные объемы литосферы – это открытые динамические нелинейные системы, характеризующиеся стремлением к порядку и хаосу. Происходящие в литосфере процессы характеризуются разной степенью порядка – от почти полного порядка до почти полного хаоса. На литосферу одновременно

действует большое число источников, как эндогенных, так и экзогенных, в том числе космических и антропогенных. Многие из этих источников ритмичны. Среда воспринимает эти воздействия индивидуально. Рассмотрены такие воздействия, как земные приливы. Приведены примеры реакции объемов литосферы на приливные воздействия в виде спектрально-временных диаграмм, рассчитанных для временных рядов сейсмоакустических шумов и скорости пробега продольных сейсмических волн. Обработка показала, что реакция среды то четко фиксируется, то отсутствует. Эти смены очень ясно проявлены на спектрально-временных диаграммах. Аналогичные результаты имеют место для временных рядов, полученных для приливных лунотрясений. Показано, что величина коэффициента нелинейности для одного и того же геологического объекта может варьировать от нуля до бесконечности, в то время как по данным модельных экспериментов она изменяется от 10 в низах коры до 10000 в грунтах.

Вопросам исследования нелинейных характеристик экзогенной геодинамики был посвящен доклад С.С. Иванова. Автор предпринял попытку классификации различных видов нелинейности, выделив функциональный, статистический, физический и динамический типы. В докладе были обобщены имеющиеся сведения по нелинейности экзогенных процессов, в числе которых некоторые современные деформации земной поверхности, пространственно-временные вариации мощности флишевых прослоев и др. Сопоставив результаты численных экспериментов с оригинальной нелинейной математической моделью осадконакопления, автор показал ее адекватность реальным природным процессам в широком диапазоне временных масштабов. Это послужило основанием для вывода о том, что режим самоорганизованной критичности, который служит идеологической основой представленной модели, реализуется во многих экзогенных геодинамических процессах независимо от того, какой конкретный физический механизм ими управляет.

Ю.К. Бурлин обосновывал прерывистость развития природных осадочных бассейнов. Осадочный бассейн является природной системой, обладающей определенными внутренними, имманентными, свойствами, определяющими его развитие. Существенное значение имеет воздействие внешней среды, с которой происходит обмен веществом и энергией. В мощных осадочных толщах взаимодействуют разнонаправленные потоки вещества и энергии: сверху вниз и снизу вверх. Потоки имеют волновой характер, при их взаимодействии возникает своеобразная интерференция ("литогенетические волны"), что проявляется в нелинейности изменения свойств, прежде всего в чередовании по вертикали зон уплотнения

и разуплотнения. Последние отражают уровни энергетически неустойчивого состояния, что выражается в скачкообразном повышении давления, выделении флюидов, возникновении температурных аномалий. Эти уровни являются рубежами между вертикальными циклическими круговоротами, спонтанно возникающими ячейками с размерами по вертикали в 2 - 4 км.

Происходящее в осадочных бассейнах периодически скачкообразное изменение состояния вещества, процессы разуплотнения и дегидратации способствуют реализации нефтематеринского потенциала, усилению массовой первичной миграции углеводородов, формированию вторичных коллекторов.

В докладе А.Н. Дмитриевского, Б.М. Валяева и И.А. Володина рассматривалось отражение нелинейного характера геодинамических процессов в генерации, миграции и формировании скоплений углеводородов. Для этих процессов характерны "квантовые энергетические слои", "квантовые переходы", "туннельные эффекты", резонансные образования типа стоячих волн (солитонов). Механизмы миграции флюидов в верхних оболочках Земли связаны с нелинейными геодинамическими процессами ее глубинных зон, что позволяет объяснить причины возникновения геодинамических и флюидодинамических и флюидогеохимических аномалий и сделать вывод о неизбежности их возникновения и эволюции во всей их совокупности. Тем самым подводится также база под энергетику и механизмы процессов формирования вторичных флюидизированных очагов – скоплений углеводородов (включая большие глубины).

По прослушанным докладам развернулась оживленная дискуссия.

Ю.Н. Авсюк указал, что в геодинамических исследованиях необходимо использовать теорию фигуры Земли и учитывать в теоретических построениях приливы в системе Земля-Луна.

Ю.К. Бурлин полагает, что под нелинейной геодинамикой следует понимать прежде всего коренные необратимые перестройки структуры и изменение существа сложившихся геологических соотношений.

Л.В. Дмитриев отмечал необходимость исследований в области необратимых термодинамических процессов в недрах и важность при дальнейших работах учета фактора времени.

С.С. Иванов подчеркнул необходимость исследований в области детерминированного хаоса.

Л.И. Лобковский отметил, что необходимо исследованиям в рамках нелинейной геодинамики придать теоретическую направленность, а для адекватного описания нелинейных процессов использовать математический аппарат.

С.Д. Соколов говорил о необходимости создания термодинамических моделей нелинейной геодинамики с количественными характеристиками.

В.Е. Фадеев высказал мнение о необходимости развивать понятийную базу нелинейной геодинамики.

Были и другие выступления.

В заключение Ю.М. Пушаровский отметил, что все прослушанные доклады были весьма содержательными. В них были подняты проблемы, ориентирующие на дальнейшее продолжение ис-

следований в области нелинейной геодинамики. Необходимы разработки таких проблем, как хаос и самоорганизация, соотношение неравномерности и нелинейности, детерминированный хаос и ряд других.

Рассмотренная на семинаре тематика, стиль его работы и творческий настрой участников позволяют надеяться, что подобные семинары станут традиционными.

Ю.Н. Разницин

Сдано в набор 01.12.95 г.

Подписано к печати 08.02.96 г.

Формат бумаги 60 × 88¹/₈

Офсетная печать Усл. печ. л. 12.0

Усл. кр.-отт. 7.1 тыс.

Уч.-изд. л. 12.1

Бум. л. 6.0

Тираж 567 экз.

Зак. 3908

**Журналы Российской академии наук, выходящие в свет одновременно
на русском и английском языках**

Акустический журнал
Астрономический вестник
Астрономический журнал
Биология моря
Биоорганическая химия
Вестник РАН
Водные ресурсы
Вопросы ихтиологии
Высокомолекулярные соединения

Генетика
Геология рудных месторождений
Геотектоника
Геохимия
Доклады РАН

Журнал аналитической химии
Журнал неорганической химии
Журнал общей химии
Журнал органической химии
Журнал прикладной химии
Журнал физической химии
Журнал эволюционной биохимии и физиологии
Защита металлов
Известия АН. Серия биологическая
Известия АН. Теория и системы управления
Известия АН. Физика атмосферы и океана
Кинетика и катализ
Коллоидный журнал
Координационная химия
Космические исследования
Кристаллография
Литология и полезные ископаемые
Микробиология
Микроэлектроника
Неорганические материалы
Океанология
Онтогенез
Оптика и спектроскопия
Палеонтологический журнал
Петрология
Письма в Астрономический журнал
Почвоведение
Приборы и техника эксперимента
Прикладная биохимия и микробиология
Проблемы прогнозирования
Программирование
Радиохимия
Радиотехника и электроника
Стратиграфия. Геологическая корреляция
Теоретические основы химической технологии
Теплофизика высоких температур
Теплоэнергетика
Труды Математического института имени В.А. Стеклова
Физика Земли
Физика и химия стекла
Физика металлов и металловедение
Физика плазмы
Физиология растений
Физиология человека
Химия высоких энергий
Экология
Электрохимия
Энтомологическое обозрение
Ядерная физика

Acoustical Physics
Solar System Research
Astronomy Reports
Russian Journal of Marine Biology
Russian Journal of Bioorganic Chemistry
Herald of the Russian Academy of Sciences
Water Resources
Journal of Ichthyology
Polymer Science. Series A
Polymer Science. Series B
Russian Journal of Genetics
Geology of Ore Deposits
Geotectonics
Geochemistry International
Doklady Biochemistry, Doklady Biological Sciences, Doklady Biophysics, Doklady Botanical Sciences, Doklady Chemical Technology, Doklady Chemistry, Doklady Mathematics, Doklady Physical Chemistry, Physics - Doklady
Transactions (Doklady) of the Russian Academy of Sciences/Earth Science Sections
Journal of Analytical Chemistry
Russian Journal of Inorganic Chemistry
Russian Journal of General Chemistry
Russian Journal of Organic Chemistry
Russian Journal of Applied Biochemistry
Russian Journal of Physical Chemistry

Journal of Evolutionary Biochemistry and Physiology
Protection of Metals
Biology Bulletin
Journal of Computer and Systems Sciences International
Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics
Kinetics and Catalysis
Colloid Journal
Russian Journal of Coordination Chemistry
Cosmic Research
Crystallography Reports
Lithology and Mineral Resources
Microbiology
Russian Microelectronics
Inorganic Materials
Oceanology
Russian Journal of Developmental Biology
Optics and Spectroscopy
Paleontological Journal
Petrology
Astronomy Letters
Eurasian Soil Science
Instruments and Experimental Techniques
Applied Biochemistry and Microbiology
Studies on Russian Economic Development
Programming and Computer Software
Radiochemistry
Journal of Communications Technology & Electronics

Stratigraphy and Geological Correlation
Theoretical Foundations of Chemical Engineering
High Temperature
Thermal Engineering
Proceedings of the Steklov Institute of Mathematics
Izvestiya, Physics of the Solid Earth
Glass Physics and Chemistry
The Physics of Metals and Metallography
Plasma Physics Reports
Russian Journal of Plant Physiology
Human Physiology
High Energy Chemistry
Russian Journal of Ecology
Russian Journal of Electrochemistry
Entomological Review
Physics of Atomic Nuclei

**Журналы Российской академии наук, выходящие в свет только
на английском языке**

Laser Physics
Pattern Recognition and Image Analysis