

Номер 1

ISSN 0016-853X

Январь - Февраль 1995

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ГЕОТЕКТОНИКА

Главный редактор
Ю.М. Пуцаровский



XXX

1965 ЛЕТ 1995



МАИК НАУКА

Российская академия наук

ГЕОТЕКТНИКА

№ 1 1995 Январь - Февраль

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

М.Е. Артемьев, 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

М.Е. Artemyev, 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"

© Российская академия наук.
Отделение геологии, геофизики,
геохимии и горных наук.
Геологический институт, 1995 г.

СОДЕРЖАНИЕ

Номер 1, 1995

30-летие журнала "Геотектоника" <i>Ю. М. Пуцаровский</i>	3
О трех парадигмах в геологии <i>Ю. М. Пуцаровский</i>	4
Корреляция тектонических событий в мезозойской истории северо-восточного Средиземноморья <i>А. Л. Книппер, А. Я. Шараськин</i>	12
Вещественно-структурные преобразования в литосфере платформ по данным изучения глубинных включений в магматических породах <i>Ю. С. Геншафт</i>	23
Позднепалеозойская коллизия Таримского и Киргизско-Казахского палеоконтинентов <i>Ю. С. Бискэ</i>	31
Строение района южного окончания Срединно-Атлантического хребта (тройное сочленение Буве) <i>А. А. Пейве, А. С. Перфильев, Ю. М. Пуцаровский, В. А. Симонов, Н. Н. Турко, Ю. Н. Разницин</i>	40
Позднемеловая Ачайваям-Валагинская вулканическая дуга (Камчатка) и кинематика плит Северной Пацифики <i>М. Н. Шапиро</i>	58
Структура метаморфического комплекса Срединно-Камчатского массива <i>А. В. Рихтер</i>	71
Сейсмодислокации в сейсмических поясах Якутии <i>В. С. Имаев, Л. П. Имаева, Б. М. Козьмин</i>	79

ДИСКУССИИ

О геодинамической модели Альпийско-Средиземноморского пояса (по поводу статьи В.Н. Шолпо "Хаос и упорядоченность в структуре подвижных поясов") <i>М. Л. Копп, К. Б. Сеславинский</i>	93
---	----

CONTENTS

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

Number 1, 1995

30-th Anniversary of Journal "Geotectonica" <i>Yu. M. Pushcharovsky</i>	3
On Three Paradigms in Geology <i>Yu. M. Pushcharovsky</i>	4
Correlation of Tectonic Events in the Mesozoic History of the Northeastern Mediterranean <i>A. L. Knipper, A. Ya. Sharas'kin</i>	12
Structural and Compositional Transformations in the Platform Lithosphere as Indicated by Studied Xenoliths from Magmatic Rocks <i>Yu. S. Genshaft</i>	23
Late Paleozoic Collision of the Tarim and Kirghiz-Kazakh Palecontinents <i>Yu. S. Biske</i>	31
Structure of Southern Termination of the Mid-Atlantic Ridge (the Bouvet Triple Junction) <i>A. A. Peive, A. S. Perfil'ev, Yu. M. Pushcharovsky, V. A. Simonov, N. N. Turko, Yu. N. Raznitsyn</i>	40
Late Cretaceous Achaivayam-Valaginskiy Volcanic Arc (Kamchatka): Implications for the Kinematics of the North Pacific Plates <i>M. N. Shapiro</i>	58
Structure of the Metamorphic Complex of the Median Kamchatka Massif <i>A. V. Rikhter</i>	71
Seismotectonic Dislocations in Seismic Belts of Yakutia <i>V. S. Imaev, L. P. Imaeva, B. M. Koz'min</i>	79

DISCUSSIONS

On Geodynamic Model for the Alpine-Mediterranean Belt (On the Occasion of the V.N. Sholpo's Paper "Chaos and Regularity in the Structure of Mobile Belts") <i>M. L. Kopp, K. B. Sestlavinsky</i>	93
---	----

30-ЛЕТИЕ ЖУРНАЛА “ГЕОТЕКТОНИКА”

История “Геотектоники” начинается с 1965 г., когда вышел в свет ее первый номер. Журнал был основан по решению Президиума АН СССР в ответ на просьбу созданного незадолго до этого (ноябрь 1963 г.) Тектонического комитета, подержанную Отделением геолого-географических наук Академии, возглавлявшимся академиком А.П. Виноградовым. Главным редактором журнала был утвержден председатель Тектонического комитета, член-корреспондент АН СССР, профессор М.В. Муратов. Имя этого ученого-эрудита, заведовавшего кафедрой исторической геологии МГРИ и одновременно работавшего в Геологическом институте АН СССР, пользовалось очень широкой известностью как внутри страны, так и за ее рубежами. Состав редколлегии представлял все организации, где проводились значимые тектонические исследования. В него вошли: В.В. Белоусов, А.А. Богданов, Ю.А. Косыгин, Л.И. Красный, П.Н. Кропоткин, М.С. Марков (ответственный секретарь), М.В. Муратов (главный редактор), А.В. Пейве, Ю.М. Пушаровский, В.Е. Хаин, Ю.М. Шейнманн, Н.А. Штрейс, А.Л. Яншин.

Такой принцип комплектации редколлегии сохраняется журналом до сих пор. Введено одно лишь новшество. Кроме отечественных, в ее состав вошли три крупных иностранных ученых, что делает журнал более представительным.

Облик журнала сохранялся неизменным вплоть до 1992 г., но с 1993 г. он изменился в соответствии с требованиями нового издателя МАИК НАУКА. Формат его стал большим, а полиграфия более совершенной, но общий листаж и число выпусков в год (6 номеров) остались прежними. Современный вид журнала вполне отвечает мировым стандартам.

С 1976 г. “Геотектоника” переводится и издается в полном объеме Американским геофизическим союзом, за что редколлегия весьма признательна этой авторитетной организации.

В общей сложности за все прошедшие годы (до 1995 г.) выпущено 180 номеров журнала.

Главные принципы построения “Геотектоники” и ее содержательные разделы практически остаются такими же, какими они были обозначены в самом начале. Распределяя материал, редколлегия стремится сделать каждый выпуск с “тектонической изюминкой”. Насколько это удается – судить читателям. В большинстве случаев наши выпуски многоплановые и касаются вопросов как общей, так и региональной тектоники. Но время от времени около половины общего

объема посвящается какой-либо конкретной проблеме. Наиболее часто такой материал предоставляют широкие, фактически общероссийские тектонические совещания, проводимые Междудементственным тектоническим комитетом. Мы приветствовали бы отклик читателей на такую практику компоновки наших выпусков.

Журнал “Геотектоника” традиционно демократичен. В нем отражаются самые разные направления тектонической мысли, что, кстати, не всегда можно сказать о зарубежной периодике тектонической направленности. Естественно, предлагаемые материалы с научной точки зрения должны быть корректны. В последнее время редколлегия стала практиковать двойное рецензирование статей, а в отдельных случаях и более того.

Если взять публикации за трехлетний период 1991 - 1993 гг., то по тематике научные статьи распределяются следующим образом (с некоторой долей условности).

Общее количество статей	160
Общие вопросы тектоники, геодинамики, связи тектоники и магматизма, тектоники и метаморфизма	40
Строение, геодинамическое моделирование, тектоническое развитие: континентальных структур	90
океанических структур	17
структур зон перехода океан-континент	9
Тектоника и полезные ископаемые	4

Над приведенными соотношениями можно размышлять, но бросается в глаза весьма малый процент статей, относящихся к такой важной области, как тектонические закономерности размещения полезных ископаемых. Редколлегия обращается к читателям с просьбой помочь усилить соответствующий раздел в нашем журнале.

В заключение хотелось бы сказать, что мы и впредь будем поддерживать новые шаги в развитии тектонических и геодинамических представлений, отнюдь не считая имеющиеся ныне концепции незыблемыми. Более того, некоторые из нас полагают, что естествознание уже находится в начале пути, который должен привести к более адекватному тектоническому и геодинамическому взгляду на Землю.

Ю.М. Пушаровский

О ТРЕХ ПАРАДИГМАХ В ГЕОЛОГИИ

© 1995 г. Ю. М. Пушаровский

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 30.06.94 г.

В истории геологии просматриваются две парадигмы: геосинклинальная теория и сменившая ее теория тектоники литосферных плит. Первая из них просуществовала более ста лет, но в ней не нашлось места для мобилистских построений, ставших необходимыми в связи с получением новых фактических данных. Плейттектоническая парадигма существует уже более четверти века. Она имеет разработанные геофизические и математические основы, однако ее построения, особенно в их геологическом приложении, оказываются недостаточными. Среди иных направлений мобилистской мысли видная роль принадлежит учению о тектонической расслоенности литосферы. Сложившаяся к настоящему времени ситуация такова, что отчетливо проступает необходимость создания новой глобальной концептуальной схемы (третьей парадигмы). Она должна включать такие категории, как хаотическое состояние, самоорганизация; структурная и энергетическая; нелинейная геодинамика. Новая парадигма должна максимально приближаться к определению тектоники как науки о строении и развитии земной коры и Земли в целом.

Если под термином “парадигма” понимать исходную, широко разделяемую научным сообществом концептуальную схему, то таких парадигм в истории геологии имеется всего две: геосинклинальная теория и сменившая ее теория тектоники литосферных плит. Но раньше, чем их рассмотреть и сделать прогноз в отношении следующей парадигмы, необходимо вспомнить, что еще до учения о геосинклиналях, т.е. в конце XVIII и первой половине XIX в., также высказывались значительные идеи, вошедшие в историю геологии. Наиболее известные из них – нептунизм и плутонизм. Однако вряд ли сейчас стоит останавливаться на соответствующих представлениях, поскольку с их рассмотрением начинается знакомство с началами геологии. Отмечу только, что некоторое время эти идеи существовали, хотя нептунизм (А. Вернер) появился немного раньше плутонизма (Л. фон Бух). Однако эти идеи в лучшем случае были “протопарадигмами”, поскольку обе они основывались на очень незначительных геологических данных, что не позволило им выкристаллизоваться в достаточно солидные концептуальные схемы. Нужно сказать, что учения такого же порядка появлялись в геологии неоднократно и в дальнейшем (например, учение о дрейфе материков). Но господствовать в науке в течение более столетия суждено было геосинклинальной теории, о которой без всяких оговорок можно сказать, что она явилась первой геологической парадигмой. Коснемся ее, а затем и сменившей ее парадигмы более подробно.

ПЕРВЫЕ ДВЕ ПАРАДИГМЫ

Хорошо известно, что начало геосинклинальной теории положил иностранный почетный член Петербургской академии наук Дж. Холл в труде, опубликованном в 1859 г., а сам термин “геосинклиналь” ввел иностранный член-корреспондент той же Академии Д. Дэна¹ в 1873 г. Этим термином он обозначил глубокие и “подвижные” прогибы, выполненные мощными толщами осадочных пород. Другими авторами это понятие время от времени видоизменялось, пока, наконец, не появился большой набор научных терминов и понятий, характерный для высокоразвитой и достаточно сложной теории. К ним относятся: геосинклинальный процесс, геосинклинальное развитие, геосинклинальный режим, геосинклинальный магматизм, геосинклинальная формация, геосинклинальная складчатость, множество классификационных категорий, таких, как эв-, мио-, микто-, мезогеосинклинали, геоантиклинали, паралио-, лепто-, пара-, ортогеосинклинали, геосинклинальные зоны, системы, области, пояса и ряд других. Особенной разветвленности понятийная база геосинклинальной теории достигла в середине текущего столетия.

Более чем 100-летнее господство в геологии геосинклинальной теории имеет свои основания. Помимо того, что ей давалась в общем целостная тектоническая картина строения и развития складчатых поясов и платформ, эта теория широко

¹ Упомянутые звания существовали в России в XIX в.

применялась не только в тектонике, но и в петрологии, геохимии, геофизике, учении о рудных месторождениях, металлогении, литологии и некоторых других областях геологического знания.

Но имеется по крайней мере три крупных фактора, преодолеть которые для геосинклинальной теории оказалось очень трудно. Вечным вопросом было то, на каком основании возникали геосинклинали и каковы начальные этапы их развития. По сути дела беспомощной была эта теория в отношении тектоники океанов, не объясняя ни одного океанского тектонического феномена. Наконец, фактически она не находила места крупным горизонтальным перемещениям в земной коре и мантии, т.е. отражала только фиксистское мировоззрение, хотя покровное строение ряда горных областей было известно почти столько же лет, сколько сама геосинклинальная теория (Альпы).

На последнем этапе геосинклинальной теории как абсолюта очень крупные концептуальные обобщения были выполнены в Америке (А. Ирдли, М. Кей), Франции (Ж. Обуэн) и у нас (например, труды Н.С. Шатского, "Тектоника Евразии").

В настоящее время в западной литературе сохранился лишь термин "миогеосинклиналь", но и он используется очень редко. В нашей же среде до сих пор некоторые геологи используют геосинклинальную теорию в ее прежнем образе.

Но все же надо признать, что время смело геосинклинальную теорию как парадигму. И это несмотря на то, что некоторые авторы пытаются вписать ее основные мотивы в новую модель – тектонику литосферных плит.

Эта новая модель, бесспорно, представляет собой парадигму в полном смысле этого слова.

Смена вех произошла с катастрофической быстротой, что с точки зрения истории науки заслуживает самостоятельного внимания. В 1961 - 1962 гг. Р. Дитц и Г. Хесс ввели понятие о спрединге, а в 1993 г. отмечался уже четвертьвековой юбилей новой геологической парадигмы.

Если геосинклинальная теория родилась на основе континентальной геологии, то тектоника литосферных плит – океанской. Ее базис, как хорошо известно, составляет движение плит в стороны от спрединговых хребтов, образующих Мировую рифтовую систему, с последующим погружением плит в мантию в глубоководных желобах. Именно в этой "горизонталистской" доктрине (в мобилизме) и заключается главное идейное отличие новой глобальной тектоники от предшествующей – геосинклинальной. Обоснование новой теории, предложенное в 1968 г. сразу большой группой авторов, было разносторонним, но прежде всего это были геодинамические выкладки, базировавшиеся на геофизических данных и математических расчетах, чего раньше в "большой" геологии не было. Стройность и ло-

гика построений достигли в новой теории очень высокого уровня, будучи в то же время не столь сложными, чтобы их нельзя было воспринять геологам. В этом, как представляется, и лежит корень мгновенного и абсолютного доверия со стороны подавляющей части мировой геологической общественности к новой теории.

Обретение теории тектоники литосферных плит – это, конечно, чрезвычайно крупное завоевание науки. По крайней мере, это пример того, как рождается парадигма и как с ее становлением прогрессирует научное знание.

Подобно геосинклинальной теории, теория тектоники плит непрерывно усложняется. Сейчас обособляются уже не только плиты, как было первоначально, но и микроплиты и даже наноплиты. Появилось понятие внутриплитных деформаций. Возникла двухъярусная тектоника плит и т.п. Капитальным трудом в отечественной плейттектонике следует считать двухтомное издание "Тектоника литосферных плит территории СССР" [3]. В западной литературе – это ряд книг, в первую очередь американских и французских авторов. Что касается зарубежной периодики, то в ней до самого последнего времени почти невозможно было встретить какую-либо статью, не содержащую плейттектонических идей.

Однако, утверждая прогрессивное мобилистское начало в геологии, теория тектоники плит в то же время с самого ее возникновения вызывала определенные вопросы и критические оценки. Эти последние исходили с двух сторон: от геологов, жестко стоящих на фиксистских позициях, и от геологов, также приверженных мобилизму, но думающих по-иному. Что касается первых (ярчайшие представители В.В. Белоусов, а в США А. Мейерхофф), то из-за очевидности их позиций останавливаться на соответствующих возражениях не будем. Что же касается мобилистов, то их взгляды следует рассмотреть.

Имеется несколько мобилистских подходов, отличающихся от тектоники плит.

Первый из них – ныне глубоко разработанное учение о тектонической расслоенности литосферы [17]. Оно возникло и оформилось в Геологическом институте Российской академии наук (А.В. Пейве и др.) в последней трети столетия, т.е. фактически в те же годы, когда происходило становление тектоники плит. В основу учения легли принципиально иные тектонические трактовки строения таких крупных горных сооружений, как Урал, Кавказ, Тянь-Шань, Памир, Корякское нагорье, а также сооружений Монголии и Кубы, где были обнаружены и документированы тектонические покровы больших амплитуд. Тем самым вопреки прежним взглядам констатировалась покровно-складчатая структура этих сооружений. Очень существенные данные принесли также

неотектонические исследования, раскрывшие несогласованность в литосфере глубинных тектонических планов. Столь же важной составной частью фактического каркаса учения о тектонической расчлененности литосферы явился такой феномен, как надвиговые деформации в литосфере древних и современных океанов. Относительно последних данные были получены при проведении морских геолого-геофизических экспедиций. В настоящее время подобного типа структуры описаны во всех трех крупнейших океанах планеты. Наконец, обширный фактический материал предоставило изучение тектоники и геодинамики тихоокеанских континентальных окраин. Здесь выявлены многообразные тектонически расчлененные аккреционные комплексы, сформированные мощными горизонтальными движениями. Из сказанного следует, что тектоническая расчлененность литосферы является ее общим геологическим свойством, поскольку относится как к континентам, так и океанам и переходным между ними зонам.

Сущность учения состоит в том, что литосферные неоднородности, вещественные, реологические и геофизические, при тектонических импульсах создают условия для латеральных срывов или тектонического течения как поверхностных, так и глубинных масс (литопластин), движущихся с разными скоростями. Следствием такого движения является формирование ансамблей тектонического скупивания в одних местах и зон растяжения в других, общая перестройка тектонического плана, проскальзывание литопластин и даже земных оболочек одних относительно других. Движение происходит на разных мантийных и коровых уровнях в подавляющей массе по астенослоям и астенолинзам. Отсюда видно отличие модели тектонической расчлененности литосферы от модели тектоники плит, предполагающей целостное перемещение тектонически пассивных литосферных плит.

В конечном счете механизм тектонического расчленения литосферы связывается с двумя факторами: а) изменчивостью глубинных энергетических потоков, вызванной неравномерно протекающими эндогенными процессами, б) влиянием на Землю как открытую систему эпизодических внешних (космических) воздействий. И в том, и в другом случае происходят резкие изменения полей напряжения в геосферах, а отсюда и смена их динамического и кинематического режимов.

Другое мобилистское направление составляет учение о террейнах, выдвинутое в середине 80-х годов геологами США и Канады (Д. Джонс, Дж. Монгер и др.). Первоначально оно выдвигалось именно как альтернатива тектонике плит, но затем было приспособлено к новой глобальной тектонике и свелось фактически к механизму континентальной аккреции. Его сущность состоит в акценте на дви-

жение на большие расстояния фрагментов (террейнов) любых (континентальных, океанических, островодужных) структур по глубинным поверхностям, коровым или мантийным, с последующим приращением к материковым массам. Именно таким образом было объяснено образование Канадских Кордильер, Аляски и ряда других регионов запада Северной Америки. Это учение нашло сторонников и у нас, особенно среди геологов, изучающих тектонику западной тихоокеанской окраины (С.Д. Соколов, С.М. Тильман). "Террейновую тектонику" широко используют японские геологи, объясняя ею геологическое многообразие своих островов. Предпринимались попытки приложить учение о террейнах к Андам (Колумбия, Перу, Чили), но, на мой взгляд, неудачно, поскольку андийские (включая предандийские) тектонические зоны, при их небольшой ширине, простираются параллельно одна другой на огромные расстояния.

Как бы там ни было, но террейновый мобилизм по своему масштабу менее значим, чем другие мобилистские идеи. Одно из возражений против трансокеанских движений террейнов (а такие предполагаются) состоит в том, что в современных океанах этого не наблюдается.

Третье мобилистское направление можно назвать вегенеровским. Оно основывается, как известно, на идее раскола и дрейфа континентов. Вокруг него была дискуссия, продолжавшаяся полвека, но всякий раз она кончалась не в пользу континентального дрейфа. Теоретики "новой глобальной тектоники" считают вегенеровскую теорию ее истоком. Однако она заслуживает самостоятельного рассмотрения. Современная геология имеет серьезные аргументы в пользу движений именно континентальных масс, притом очень крупных и на большие расстояния. Один из них заключается в том, что, согласно сейсмической томографии (А. Дзевонски и др.), корни континентов лежат очень глубоко, на уровнях около 500 км. До этих уровней прослеживается объемная оформленность континентов, которые действительно могут иметь степени свободы в смысле перемещения.

Доказательствами движения обособленных крупных континентальных масс на относительно небольшом расстоянии могут служить Мадагаскар, Аравия и Гренландия, а на большие – Индия, Сибирская платформа, Тибетский блок и другие "плавающие" глубоко сидящие крупные континентальные массы.

Движение континентальных масс, притом в направлении с юга на север, выявлено, в частности, в результате анализа геодинамической эволюции Центрально-Азиатского складчатого пояса [7]. Среди них, несомненно, есть блоки с очень глубокими корнями, претерпевшими "вегенеровское" движение, хотя присутствуют и другие массивы, перемещавшиеся по неглубоким, "террейновым",

уровням (поверхность Мохоровичича и др.). В цитированной последовательно мобилистской работе нет упоминания о литосферных плитах, объединяющих воедино материка и океанические области. Упомянуты лишь микроплиты, отражающие некоторый особый геодинамический режим.

Таким образом, немало данных свидетельствуют о возможности больших перемещений крупных континентальных масс именно в соответствии с представлениями А. Вегенера.

Коснемся далее некоторых фактов, не согласующихся с постулатами тектоники литосферных плит. Исходное положение последней составляет идея о планетарной конвекции, обуславливающей конвейерное движение литосферных плит по глобальной астеносфере. Однако теперь выяснено, что в глубинных геосферах, начиная с низов земной коры, имеется множество астенослоев и астенолинз, а, кроме того, та астеносфера, с которой связывается движение плит, располагается на разных уровнях и имеет прерывистый характер. Соответственно упорядоченный конвективный процесс в мантии с его линейными законами может быть распространен лишь ограниченно.

Другое краеугольное положение – спрединг. Речь идет не о спрединге как таковом, что определенно доказано, а об охватываемых им пространствах на океанском ложе. Недавно проведенные на НИС “Академик Николай Страхов” обстоятельные исследования океанских разломов, ортогональных Мировой рифтовой системе, свидетельствуют о релаксации спрединга, притом на разных расстояниях от осевой зоны этой системы. Объяснение этому с точки зрения тектоники плит дать трудно. Дополнительное осложнение вносит разнообразие разломов, среди которых в Атлантике выделяется несколько категорий: трансокеанские, приуроченные к центральным областям океана, развитые только по одну сторону срединного хребта, разломы, далеко отстоящие от оси хребта, и др. В этом, безусловно, отражается воздействие какого-то особого геодинамического фактора, не имеющего отношения к тектонике плит. Более того, местами разломы группируются в системы, в плане имеющие линзовидную форму (тектонолинзы). Следует упомянуть также о недавно выделенной категории демаркационных разломных зон, разделяющих большие области океанов, резко отличающиеся по структуре, тектоническому развитию и геодинамике [13]. В подавляющем большинстве случаев они не согласуются с границами литосферных плит.

Еще одно важнейшее звено в плиттектонической теории – субдукция. В настоящее время понятием субдукции начали обозначать фактически любой подвиг, но я беру его в первоначальном смысле, а именно – как погружение в глубоководные желоба цельных жестких литосферных плит

вплоть до глубин 600 - 700 км. В то же время признание, например, Тихоокеанской литосферной плиты, занимающей огромную часть Тихого океана, в качестве единой плиты очень затруднительно. Протяженность этой “плиты” от оси Восточно-Тихоокеанского поднятия до глубоководных желобов запада Пацифики составляет несколько тысяч километров, при толщине 15 - 80 км. Таким образом, это тонкая, сферическая, необычайно жесткая скорлупа, для которой внутренние сколько-нибудь существенные тектонические процессы исключаются. Много лет назад подобные “монолиты” называли талассократонами. Разница лишь в том, что талассократоны никуда не двигались. Однако в результате обширных геологических и геофизических исследований выяснилось, что симатическая кора и литосфера в океанских глубинах подвержены значительным тектоническим преобразованиям. Здесь происходит разломообразование, формируются грабены, горстовые поднятия, тектоно-вулканические структуры, а также структуры тектонического скупивания, как изометричные, так и валообразные, обязанные своим происхождением горизонтальным срывам и движению литопластин, иногда складчатые формы. Могут проявляться значительные вертикальные как восходящие, так и особенно хорошо известные нисходящие движения. Равно и магматические процессы в отдельных регионах океана очень значительны и многообразны. Думаю, что сказанного достаточно, чтобы породить сомнение или отойти от представления о тектоно-магматической инертности океанской литосферы. Поскольку тектонические формы здесь, как правило, совпадают с формами рельефа дна, то уже по батиметрическим картам в общих чертах можно судить о степени тектонической расчлененности океанских областей. А карты эти, особенно полученные при помощи новейшей аппаратуры, очень сложны. Все это вместе взятое свидетельствует в пользу тектонической подвижности океанской литосферы, а тем самым против представлений о тектонической пассивности плит. Отсюда и сами эти плиты, в том виде, как они преподносятся плиттектоникой, вырисовываются как весьма абстрактные категории.

Не только Тихоокеанская плита, но также Индо-Австралийская, Карибская, Евразийская и некоторые другие кажутся не более чем результатом искусственных построений, а отсюда и представление о субдукции (в первоначальном понимании этого термина) теряет опору. Серьезные возражения против субдукции уже неоднократно высказывались в литературе [6, 14, 18 и др.].

Океанская тектоника дает множество примеров более частных отклонений от законов тектоники литосферных плит. Это касается, например, закона о величине погружения океанского дна, согласно которому амплитуда его опускания

прямо пропорциональна корню квадратному от возраста океанской плиты, а равно закона об изменении мощности коры, осадочного слоя и т.п.

По нашему мнению, вся совокупность имеющихся данных о тектонике литосферных плит не позволяет считать, что на этом поиск в геологии кончается и что ее истины “вечны”. Уже теперь видно, что судьба этой парадигмы будет такой же, как и предшествующей². Одно только следует подчеркнуть, что будущая парадигма должна будет включать большой элемент мобилизма. Данные лазерных измерений со спутников, а также интерферометрии и наземной геодезии однозначно указывают на горизонтальные движения масс земной коры. О том же говорят и палеомагнитные измерения.

ТРЕТЬЯ ПАРАДИГМА И НЕЛИНЕЙНАЯ ГЕОДИНАМИКА

Этот раздел составляет наиболее трудную часть статьи. Исследования по проекту “Литос”, осуществлявшиеся по отечественной программе “Мировой океан”, в течение десятилетия 1981 - 1990 гг., привели автора к выводу [11], что предстоит еще большие геологические открытия в океанах и что состояние знаний в этой области таково, что нельзя исключать кардинального пересмотра существующих общих представлений о геологии и геодинамике океанского дна. Но если будет создана новая океанская геологическая модель, неизбежным окажется пересмотр и основополагающих идей в теории о Земле в целом.

За пятилетие, прошедшее со времени цитированной публикации, автор неоднократно выступал в том же ключе и даже называл сроки смены парадигмы: 15 - 20 лет. За это время полнее должны быть изучены глубинные процессы и накоплены более обширные сведения о тектонических движениях. Однако уже теперь ясно, что оперировать с геосферами и планетой в целом необходимо как с открытыми системами, со всеми вытекающими отсюда следствиями для геодинамических построений. Такие понятия, как хаос, детерминированный хаос, самоорганизация, нелинейная геодинамика, должны войти в основной фонд геологических понятий. Их появление уже означает, что наука вступила на путь, ведущий к новой парадигме.

До введения в геологию понятия “самоорганизация” в течение ряда лет автор использовал понятие “саморазвитие” [10]. Иллюстрировалось это двумя примерами. Первый – смена тектоно-магматических этапов, каждому из которых отвечают неповторимые особенности геологической обстановки. При этом речь шла конкретно о Тихом океане. Другой пример относился к Восточно-

Тихоокеанскому поднятию. Это крупнейшее тектоно-магматическое (спрединговое) сооружение возникло не вследствие раскола и раздвига континентальных блоков, как, например, срединный хребет в Атлантике, а на океаническом ложе как результат саморазвития тихоокеанской литосферы.

Показателен и такой пример. Если придерживаться взгляда, что Тихий океан имеет очень древний возраст, естественно считать, что его ранняя досреднеюрская история есть история структурного саморазвития океанской литосферы, причем продолжительность ее составила около 1 млрд. лет!

На первый взгляд может показаться, что понятия “саморазвитие” и “самоорганизация” равнозначны. Но здесь есть нюансы. Для описания процесса возникновения “порядка из хаоса”: (И.Р. Пригожин) пользуются понятием “самоорганизация”. Понятие же “саморазвитие” более адекватно следующей фазе, когда самоорганизация уже состоялась. Проиллюстрируем это примером становления Индийского океана. Палеогеодинамические реконструкции [20] свидетельствуют, что до поздне мелового времени Индийского океана не существовало. Он начал оформляться благодаря распаду Восточной Гондваны и движению Индии, Тибетского блока, Австралии в северном направлении в пределах далеко вдающегося на запад клина древнего Тихого океана. В позднем маастрихте Индия еще отделялась от Евразии обширным океанским пространством и только впоследствии, в ходе самоорганизации спредингового процесса и становления Зондской островной дуги Индийский океан приобрел черты крупной тектонической структуры земной коры, классифицируемой как мегаокеан.

Общие подходы к изучению универсальных свойств явления самоорганизации в динамических неравновесных системах излагаются в работах по синергетике. Особенное место в этом плане в отечественной литературе занимает книга Ф.А. Летникова [5]. “Практически все геологические системы диссипативны. Наиболее точное определение диссипативных структур дано В. Эбелингом (1979) – пространственные или пространственно-временные структуры, которые могут возникать вдали от равновесия в нелинейной области, когда параметры системы превышают критические значения” [5, с. 5, 6]. Приведем еще одно весьма глубокое его высказывание: “Важное значение для понимания эволюции нелинейных систем имеет определение критериев устойчивости, ибо даже небольшое изменение одного из параметров может привести к бифуркации и переходу системы в совершенно новое качественное состояние” [5, с. 216 - 217]. В таких открытых системах, как геосферы, подобные переходы – обычные явления,

² Имеется в виду геосинклиальная теория.

но до сих пор они почти не учитывались при теоретических общегеологических построениях.³

Здесь мы вплотную подошли к нелинейной геодинамике. В сущности, она проявляется на всех уровнях коры и мантии Земли и отражает энергетический дисбаланс, вызываемый сложными, неупорядоченными эндогенными процессами, с одной стороны, и воздействием внеземных факторов, с другой. Если иметь в виду кору и верхнюю мантию Земли, то предельно ясным отражением нелинейности геодинамических режимов является весьма прихотливый тектонический план планеты – деление ее на Тихоокеанский и Индо-Атлантический сегменты, а также их внутренняя, притом разнопорядковая асимметрия. Неравномерное распределение глубинных энергетических потоков свидетельствует о том же. Нелинейные эффекты в развитии глубин мантии стали особенно очевидными благодаря картам, составленным для разных уровней при помощи сейсмической томографии. Имеется публикация [22], где содержится 14 карт, отражающих структуру глубин в интервале от 78.1 до 2900 км, т.е. до внешнего ядра Земли. 9 из этих карт отражают ситуацию глубже 628.9 км.

Теоретическая основа нелинейной геодинамики была заложена в фундаментальной публикации о каскадной многоуровневой мантийной конвекции тепломассопотоков [16]. Ее проявления не только разноуровневны, но и разномасштабны и нерегулярны. Они влекут за собой неустойчивость вещественного состава и энергетики мантии, неоднородность ее как по вертикали, так и по латерали. Лишь временами, вследствие самоорганизации, оформляются региональные и, возможно, даже глобальные энергетические концентры, но с философской точки зрения и они не являются длительно (относительно, конечно) устойчивыми.

В данное время имеется уже несколько книг, специально посвященных нелинейным геологическим и геофизическим явлениям. Среди них: “Нелинейная металлогения...” [19], “Проблемы нелинейной сейсмологии” [9], “Сейсмический мониторинг литосферы” [2], “Тектоника Атлантики с элементами нелинейной геодинамики” [15], “Нелинейная геодинамика” [8]. В области нелинейной геофизики подчеркнем также труды О.Л. Кузнецова [4]. Применительно к сейсмологии А.В. Николаев и И.Н. Галкин несколько лет назад писали: “Поразительное разнообразие и непредвиденность нелинейных эффектов, во многих случаях неожиданность результатов подчас вызывали недоверие, задерживали исследование. Сейчас период исходного недоверия во многом преодолен” [9, с. 3]. В настоящее время эти слова могут быть отнесены и к нелинейной геодинамике.

³ Лишь С.Д. Соколов сосредоточил на этом серьезное внимание (См. Докл. РАН, 1994, т. 336, № 2, с. 234 - 237).

По крайней мере, в периодической печати все чаще появляются высказывания на эту тему.

Автор сформулировал свое личное кредо в этой области в 1993 г. [12]. Здесь подчеркнем лишь одну мысль, что нелинейность систем, с которыми имеют дело геологи, проявляется в очень широком диапазоне: от сейсмогенных процессов через широкий класс тектонических явлений к движениям в Солнечной системе. В последнем случае наиболее разработанной является проблема нелинейных факторов в приливной эволюции системы Земля–Луна, приведшая Ю.Н. Авсюка к заключению, что “здесь нелинейная геодинамика выступает в качестве соединительного звена геологии со сравнительной планетологией и с небесной механикой” [1, с. 21]. По его данным, отклонение оси вращения Земли всего на 1° может привести к существенным изменениям в распределении в геосферах полей напряжений. Выяснено также, что режим вращения Земли, влияющий на разломообразование, тесно связан с ходом приливной эволюции системы Земля–Луна.

Теперь остановимся на только что опубликованных работах, касающихся “третьей парадигмы”, японских геологов. Этой теме посвящен специальный сборник, изданный Японским геологическим обществом в 1994 г. [22]. Главная идея авторов состоит в том, что третья парадигма должна охватывать и связывать воедино триаду: тектонику ядра Земли (grouth tectonic), плюмтектонику (plume tectonics), распространяющуюся на всю мантию от ядра до границы 670 км, и тектонику плит (plate tectonics), присущую земной коре и мантии до упомянутой глубинной границы. Из этого видны две вещи. Во-первых, сфера развития тектоники плит охватывает в этой концепции значительно большие глубины, чем в установившейся плейттектонической теории. Во-вторых, у авторов нет возражений против плейттектонических построений. Из предыдущего же видно, что в этом наши точки зрения очень расходятся. Не совпадают взгляды и по поводу сущности парадигм в геологии. С. Маруяма полагает, что первая парадигма – это теория А. Вегенера, а вторая – тектоника плит. В моем же понимании, как отмечалось, первая парадигма – геосинклиальная теория, а теория А. Вегенера классифицируется как крупная, весьма прозорливая идея, но не ставшая научной парадигмой.

Тем не менее важно подчеркнуть, что мысли геологической общественности о недостаточности существующей парадигмы и необходимости дальнейшего творческого поиска в геологии и геодинамике начинают витать в воздухе.

Полезно в этой связи привести и еще одну критическую точку зрения по поводу механизма тектоники литосферных плит. Она изложена М. Кейсом [21] в работе “Геодинамика и мантийные потоки: альтернативная модель Земли”

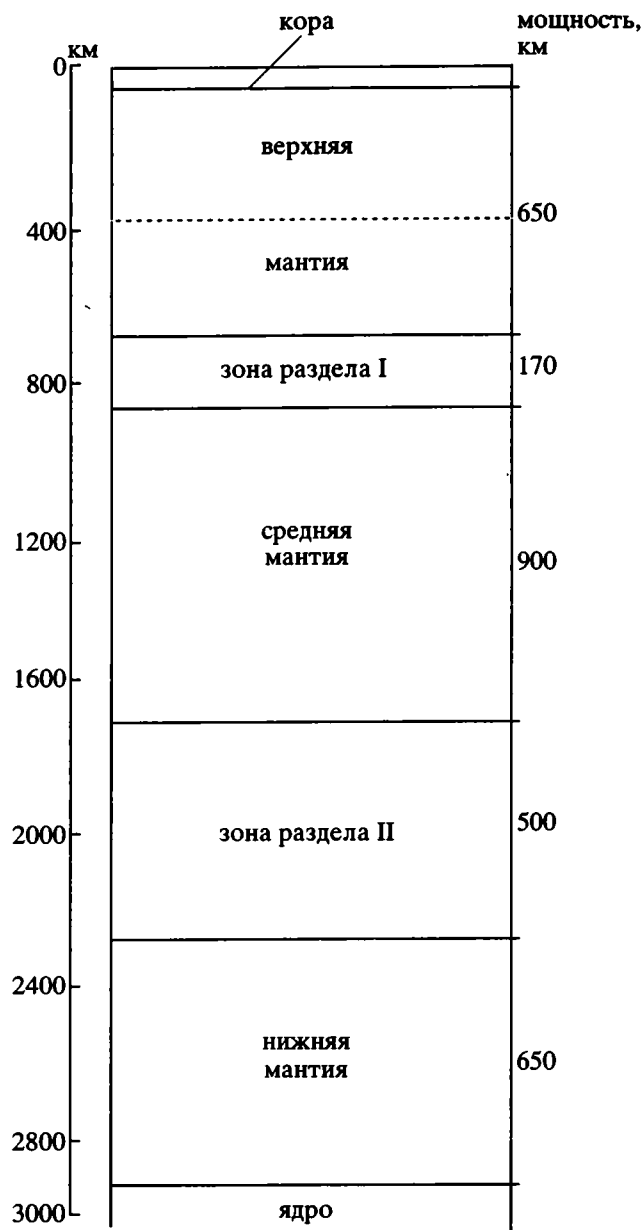


Схема строения мантии Земли, по данным сейсмографии [22]. Возможное отклонение в мощностях $\pm 10\%$.

(подчеркнуто мною – Ю.П.). В ней констатируется, что гипотеза тектоники плит оперирует однородными плитами значительной мощности, в то время как на глубинах должны находиться флюидные субстанции, а не жесткие плиты.

Все это говорится мною в той связи, что наука действительно вступила на путь, который ведет к новой глобальной концептуальной схеме (парадигме), охватывающей как литосферу, так и всю мантию, да и земное ядро. Эта новая теория будет соответствовать определению тектоники, данно-

му Н.С. Шатским в 1947 г., как науки о строении, движениях и развитии земной коры и о структуре и развитии Земли в целом.

Один из необходимых путей к этому – пересмотр существующих общих представлений о внутреннем строении мантии Земли. Обособление в ней только верхней и нижней мантии явно недостаточно. Внимательное изучение упоминавшихся выше сейсмотомографических карт [22] позволяет расчленить мантию Земли по крайней мере на 6 сейсмотомографических геосфер (рисунок): верхнюю мантию, зону раздела I, среднюю мантию, зону раздела II и нижнюю мантию, причем в верхней мантии, примерно посередине проходит раздел второго порядка, отделяющий верхнюю мантию I (вверху) и верхнюю мантию II (внизу).

Выделенные геосферы должны различаться геодинамическими особенностями, которые должны быть учтены нарождающейся новой теорией. Однако подчеркну, что внутреннее строение каждой из геосфер сильно изменчиво и несет симптомы как самоорганизации, так и хаотичности.

Работа выполнена по гранту Российского фонда фундаментальных исследований 93-05-8934.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авсюк Ю.Н. Эволюция системы Земля–Луна и ее место среди проблем нелинейной геодинамики // Геотектоника. 1993. № 1. С. 13 - 22.
2. Гамбурцев А.Г. Сейсмический мониторинг литосферы. М.: Наука, 1992. 200 с.
3. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1, 328 с. Кн. 2, 336 с.
4. Кузнецов О.Л. Нелинейная геофизика // Вопросы нелинейной геофизики. М.: ВНИИЯГТ, 1981. С. 3 - 14.
5. Летников Ф.А. Синергетика геологических систем. Новосибирск: Наука, 1992. 230 с.
6. Милановский Е.Е. Рифтогенез и его роль в тектоническом строении Земли и ее мезо-кайнозойской геодинамике // Геотектоника. 1991. № 1. С. 3 - 20.
7. Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история развития // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3 - 32.
8. Нелинейная геодинамика. М.: МАИК Наука, 1994.
9. Проблемы нелинейной сейсмологии / Под. ред. Николаева А.В., Галкина И.Н. М.: Наука, 1987. 286 с.
10. Пущаровский Ю.М. Особенности геологической истории Тихоокеанской области Земли. М.: Наука, 1986. 32 с.
11. Пущаровский Ю.М. Фундаментальные геологические исследования в океанах // Основные проблемы исследования Мирового океана. Л.: Гидрометеоздат, 1989. С. 38 - 61.

12. Пуцаровский Ю.М. Нелинейная геодинамика. Кредо автора // Геотектоника. 1993. № 1. С. 3 - 6.
13. Пуцаровский Ю.М. Демаркационные разломные зоны в океанах // Докл. РАН. 1994. Т. 335. № 5. С. 616 - 620.
14. Пуцаровский Ю.М. О "субдуктологии" в свете нелинейной геодинамики // Тихоокеанская геология. 1994. № 4. С. 3 - 13.
15. Пуцаровский Ю.М. Тектоника Атлантики с элементами нелинейной геодинамики. М.: Наука, 1994.
16. Пуцаровский Ю.М., Новиков В.Л., Савельев А.А., Фадеев В.Е. Гетерогенность мантии и конвекция // Геотектоника. 1989. № 5. С. 3 - 13.
17. Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. 294 с.
18. Шеглов А.Д. Оловянные месторождения, мантия и субдукция // Докл. РАН. 1993. Т. 331. № 4. С. 459 - 462.
19. Шеглов А.Д., Говоров И.Н. Нелинейная металлогения и глубины Земли. М.: Наука, 1985. 326 с.
20. Atlas Tethys. Palaeoenvironmental maps / Eds. Dercourt J., Ricon L.E., Vrielynck B. Paris. 1993.
21. Keith M.L. Geodynamics and mantle flow: an alternative earth model // Earth-Science Rev. 1993. V. 33. № 3 - 4. P. 153 - 337.
22. The Journal of the Geological Society of Japan. 1994. Vol. 100. № 1.

Рецензент: Ю.Г. Леонов

On Three Paradigms in Geology

Yu. M. Pushcharovsky

Geological Institute of Russian Academy of Sciences, Moscow

In geological history two paradigms could be seen: geosynclinal theory and the following theory of the lithosphere plate tectonics. The first one existed more than one hundred years, but it did not include mobilism concepts, which became vital to interpret new original data. Plate tectonic paradigm exists for more than quarter of a century. It has well worked out geophysical and mathematical backgrounds, but its concepts especially in their geological aspect are insufficient. Among other directions of mobilism ideas great role is played by the doctrine of the lithosphere tectonic delamination. Up to date situation is so that it is a good time to make new global conceptual scheme (third paradigm). It should include such categories as chaotic state, structure and energetical self organization, nonlinear geodynamics. New paradigm have to approach as much as possible the definition of tectonics as a science about the structure and development of the earth crust and the Earth itself.

УДК 551.242.3(262)

КОРРЕЛЯЦИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В МЕЗОЗОЙСКОЙ ИСТОРИИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ

© 1995 г. А. Л. Книппер, А. Я. Шараськин

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 19.05.94 г.

Новые результаты исследований комплекса Мамония (о-в Кипр) и анализ данных по сопоставимым аллохтонным комплексам пород залива Анталья в Турции и Баер Бассита в Сирии показывают, что к концу триаса, по мере отторжения континентальных блоков западного и центрального Тавра от края Гондваны, в их тылу возникли глубокие рифтогенные прогибы с отложениями окраинноконтинентальных фаций и сложным по составу вулканизмом. В юре-раннем мелу, после полного разрыва утонявшейся континентальной коры, эти прогибы трансформировались в океанические бассейны, образовавшие южный рукав Неотетиса. Фундамент их осадочного чехла представлял собой (как минимум локально) тектонически денудированную поверхность верхней мантии. Существенная перестройка охватила эту триас-неокомскую океаническую область в альбе-сеномане, когда в северных ее частях заложилась зона субдукции и надсубдукционные центры спрединга, породившие океаническую кору краевых бассейнов, реликты которой сохранились в виде офиолитовых массивов Анталья, Кипра и Сирии. В это же время к югу от зон субдукции кора родоначальных бассейнов подвергалась скучиванию с продвижением возникавших аккреционных комплексов в сторону африканской окраины. Начавшаяся в конце мела коллизия Африки с Евразией привела к закрытию южной ветви Неотетиса с обдукцией разнородных фрагментов ее коры на край Африкано-Аравийской платформы. В маастрихте только в Кипрском сегменте остался глубокий реликтовый прогиб, куда произошло гравитационное соскальзывание аллохтонных дуплексов Мамонии и Троодоса, испытавших при этом дивертикуляцию.

Важнейшей чертой геологического строения северо-восточного обрамления Средиземного моря является цепь аллохтонных комплексов залива Анталья, Кипра и северо-западной Сирии, которые образуют западное продолжение Перирабской офиолитовой дуги [17], оконтуривающей северный край Аравийской платформы. В совокупности эти комплексы маркируют важнейшую сутурную зону, возникшую в результате деструкции цепи мезозойских океанических бассейнов и соединившую структуры окраин Евразиатской и Африкано-Аравийской плит. На всем протяжении этой зоны, от западного Тавра до Омана на востоке, с аллохтонными массивами офиолитов структурно связаны тектонические покровы вулканогенных и осадочных толщ. В разрезах этих толщ и самих офиолитов зафиксированы различные этапы эволюции соответствующей цепи бассейнов, принадлежавших южным провинциям мезозойского Тетиса. Корреляцию тектонических событий и анализ истории их развития мы начнем с Кипрского сегмента, наиболее хорошо известного нам не только по опубликованным данным, но и по результатам собственных исследований.

СТРУКТУРНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ КИПРСКОГО СЕГМЕНТА

В геологическом строении о-ва Кипр в направлении с севера на юг отчетливо прослеживается ряд структурно-тектонических зон субширотного простирания.

Самую северную зону образует хребет К и р е н и я (Пентадактилос), в строении которого доминирующую роль играют осадочные толщ мезозоя-кайнозоя [19]. Основание их разреза не известно, и видимая его часть начинается с пермских известняков (формация Кантара), которые перекрываются триас-юрскими карбонатными отложениями платформенного облика. В их верхней части (формация Хиларион) появляются горизонты брекчий, затем следует существенный перерыв в осадконакоплении, после которого отложились пелагические мелы позднего маастрихта-палеоцена (формация Мелунда). Осадочные породы этой формации заключают в себе потоки базальтовых пиллоу-лав, прослои риолитовых туфов, дайки фельзитов, кварцевых порфиров и трахиандезитов, а также небольшие тела тешенитов и сиенитов. По опубликованным данным [6], ранняя группа изверженных пород

имеет известково-щелочной тренд вариации составов, а более поздняя относится к шошонитовой серии.

Вверх по разрезу отложения формации Меллунда согласно переходят в известняки позднего палеоцена–среднего эоцена (формация Айос Николаос), выше которых залегает 600-метровая толща карбонатно-терригенного флиша, содержащая тела позднеэоценовых олистостром с гигантскими олистолитами платформенных известняков мезозоя и других типов пород. Со стратиграфическим перерывом разрез надстраивает еще более мощная (3000 м) толща преимущественно терригенного флиша среднемиоценового возраста.

Все перечисленные толщи пород интенсивно деформированы и тектонически расслоены на серию пластин, пакет которых в целом шарьирован на юг. Среди пластин местами зажаты обрывки небольших тектонических чешуй, сложенных то серпентинитами и амфиболитами, то различными осадочными породами, среди которых отмечаются известняки с галобиями, кварцевые песчаники и красные радиолариты. Эти породы не датировались и лишь предположительно считаются триас-юрскими [19]. Совершенно очевидно, что они чужеродны главному разрезу пород хребта Кирения и были совмещены с ним тектонически, на одном из этапов становления рассматриваемой структуры.

Следующей структурно-тектонической областью Кипра является прогиб Месаория, заполненный кайнозойскими отложениями, которые закрывают зону контакта между породами хребта Кирения и офиолитами массива Троодос. Продолжение последних под осадочный бассейн вплоть до передовой зоны среднемиоценового флиша у южного края хребта убедительно аргументировано данными бурения и сейсмопрофилирования [7] и хорошо согласуется с наблюдаемой картиной распределения магнитных аномалий в пределах острова [14].

Образующий третью зону офиолитовый массив Троодос хорошо известен по многочисленным публикациям и не нуждается в подробном описании. Для целей данной работы важно лишь подчеркнуть, что в нем присутствуют все комплексы пород классической офиолитовой ассоциации. Формирование их, согласно радиометрическим датировкам лав и диабазов [8, 10], началось 100 - 110 млн. лет назад (апт-альб) и завершилось отложением на верхних пиллоу-лавах поздне меловых осадочных пород (формации Перапеди и Каннавью). Литология последних указывает на седиментацию в условиях весьма глубоководного бассейна, который находился в сфере влияния сопредельной палеоструктуры с активным вулканизмом острово-

дужного типа, проявившимся в маастрихте. В настоящее время считается, что океаническая кора бассейна Троодос возникла в результате развития процессов спрединга над зоной субдукции, о чем свидетельствует вся совокупность геохимических особенностей вулканических пород массива. Сейсмическое зондирование методом преломленных волн [13] показывает, что подошва офиолитового разреза проходит на глубине 4 - 6 км, отделяя его от более глубоких горизонтов коры континентального типа с общей мощностью порядка 30 км.

В пределах еще одной, самой южной зоны Кипра породы офиолитовой ассоциации массива Троодос слагают структурный этаж параавтохтона, который перекрыт аллохтонным комплексом пород Мамония. В составе последнего выделяются чисто осадочные формации группы Айос Фотиос и вулканогенно-осадочные толщи группы Диаризос [19]. Результаты наших собственных исследований в этой зоне существенно уточнили и дополнили во многом противоречивые представления об ее строении и развитии [12, 21].

СТРОЕНИЕ КОМПЛЕКСА МАМОНИЯ

В детально изученном районе междуречья Диаризос–Ксеропотамос и во многих других местах юго-западного Кипра устанавливается, что верхние пиллоу-лавы массива Троодос или же залегающие на них отложения формаций Перапеди и Каннавью по пологим плоскостям надвигов перекрыты тектоническими пластинами, которые сложены либо серпентинитовым меланжем, либо толщами вулканических пород с прослоями радиоларитов и микритовых известняков. Эти наблюдения полностью подтвердили первоначальные выводы А. Лапьер [12].

В осадочных прослоях и включениях среди лав чаще всего встречается фауна карния–нория, однако в ряде случаев в них были обнаружены радиоларии келловей–оксфорда и берриаса-баррема (определения Н.Ю. Брагина). Этими же интервалами датируются и попавшие в лавы экзотические блоки мелководных известняков, а в одном из них комплекс фораминифер оказался байос-батским (определения К.И. Кузнецовой). Таким образом, возрастной диапазон вулканических толщ группы Диаризос не ограничивается поздним триасом, как считалось прежде [12, 19]. Они, несомненно, включают и более молодые образования, вплоть до неокомских, но по сравнению с перекрываемыми лавами массива Троодос в целом эти толщи заметно древнее. Кроме того, изучение состава лав показало, что среди них наряду с доминирующими породами щелочного типа присутствуют базальты и андезитобазальты толеитовых серий, в том числе такие, которые по всем геохимическим характеристикам

сопоставимы с абиссальными толетами современных океанов (MORB).

Все перечисленные разновидности пород группы Диаризос вместе с амфиболитами, габбро и ультрабазитами входят в состав глыбового наполнения серпентинитового меланжа, зоны которого прослаивают отдельные пластины вулканогенно-осадочных толщ или залегают в их основании. По нашим наблюдениям, характерными образованиями таких зон являются также офиолитокластовые брекчии, обычно бесцементные, изредка с осадочным карбонатным матриксом (офикальциты). Последние наблюдались в зоне серпентинитового меланжа западнее с. Фасула в одном из блоков, у которого сохранился нормальный стратиграфический контакт между перидотитами и микритовыми известняками. Вдоль контакта развит горизонт типичных офикальцитов мощностью от одного до трех метров. В нем несортированные, угловатые обломки ультраосновных пород и очень редких гиалокластитов сцементированы веществом явно осадочного происхождения, которое по трещинам проникает и внутрь самого блока перидотитов. Вещество цемента состоит из мелких обломков микритовых известняков и серпентинитов, связанных кальцилутитовой основной массой с остатками кальцитизированных радиолярий. К сожалению, из-за плохой сохранности микрофоссилий лишь внутри одного из обломков гиалокластитов с уверенностью была определена характерная поздне триасовая форма *Canoptum triassicum* Yao. По петрографическим признакам она находится в матриксе гиалокластита, и, соответственно, карбонатный цемент самих офикальцитов моложе, но точнее его возраст в собранных образцах установить не удалось.

Тела серпентинитового меланжа вместе с пластинами вулканогенно-осадочных толщ образуют общую структуру сложно дислоцированного покрова, перекрывающего значительно менее деформированные комплексы пород параавтохтона, каковыми чаще всего являются пиллоулавы массива Троодос или залегающие на них осадочные породы. Ни те, ни другие не встречаются в виде глыб, заключенных в серпентинитовый матрикс меланжа. Нет в нем и глыб дайкового комплекса этого массива. Все это вместе с присутствием офикальцитов указывает на то, что зоны меланжа никак не связаны происхождением с офиолитами Троодоса и слагающие их породы относятся к тектонизированным реликтам океанической коры другого более древнего бассейна, далее именуемого бассейном Мамония.

Осадочные формации группы *Айос Фотиос* занимают верхний структурный этаж аллохтонных образований южной зоны Кипра. Самой древней из них является поздне триасовая (кар-

ний-рэт) формация Вламбурос, в нижней части которой залегают кварцевые турбидитные песчаники с растительным детритом, а в верхней – массивные известняки с галобиями, отдельные слои которых также имеют структуры турбидитов. Со значительным стратиграфическим перерывом (нижняя половина юры), но без угловых несогласий сводный разрез отложений группы Айос Фотиос надстраивается красноцветными и пестроцветными мадстоунами и глинистыми радиоляритами с редкими маломощными прослоями карбонатных пород (формации Епископи и Мавроколимбос). Самые молодые горизонты разреза датируются альбом-сеноманом, и в верхних его частях среди тонкозернистых пелагических отложений порой появляются грубые терригенные фации (песчаники Акамас) и глыбы мелководных известняков. По всем литологическим критериям рассматриваемая группа осадочных пород сформировалась в зоне подножья пассивной континентальной окраины, что не вызывало сомнений и у наших предшественников.

Для останцов верхнего покрова, который также, как нижний, расслоен на ряд тектонических пластин, характерно в целом перевернутое залегание описанного разреза осадочных формаций и сочетание дизъюнктивных и пликтивных деформаций. Оси складок обычно ориентированы в субширотных направлениях, а сами они часто наклонены или запрокинуты на север, свидетельствуя, что покровы перемещались с юга в эту сторону.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ КИПРСКОГО СЕГМЕНТА

Анализируя установленные закономерности геологического строения Кипра, можно охарактеризовать ряд последовательных стадий тектонической эволюции этого сегмента Периаравской офиолитовой дуги (рис. 1).

1. Поздний триас – завершение рифтогенной и переход к океанической (?) стадии эволюции бассейна Мамония, заложившегося на окраине Гондваны в результате откола от нее кристаллических массивов Тавра. Эти события отражены в появлении отложений развитой пассивной окраины, формирующих нижнюю часть разреза группы Айос Фотиос и лав типа MORB среди поздне триасовых вулканогенно-осадочных толщ группы Диаризос, в составе которых продолжали доминировать щелочные вулканы и появились прослойки пелагических отложений. Следует подчеркнуть, что периконтинентальные отложения этого возраста (кварцевые песчаники и известняки с галобиями) сохранились не только в базальных горизонтах группы Айос Фотиос, но и в виде разрозненных обрывков тектонических чешуй в структуре хребта Кирения и, очевидно, относятся соответственно к южной и северной окраинам

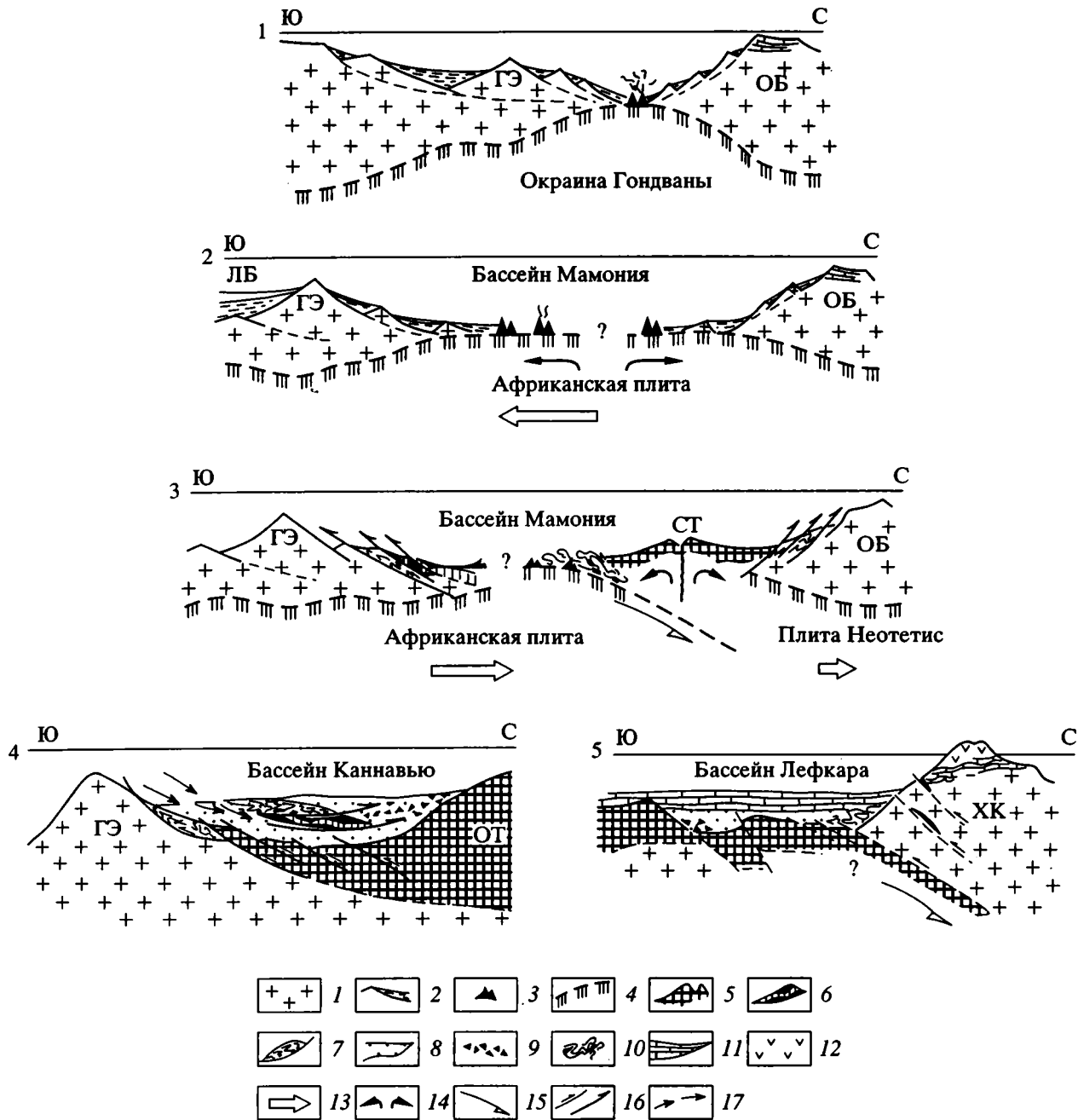


Рис. 1. Палинспастические профили, отражающие последовательные стадии тектонической эволюции аллохтонных комплексов Кипра: 1 – раскол окраины Гондваны в позднем триасе; 2 – юра–ранний мел, стадия раскрытия и эволюции бассейна Мамония; 3 – поздний мел, стадия инверсии движения плит, деструкции бассейна Мамония и обдукции фрагментов его коры на край Африканской плиты, сочетавшаяся с развитием процессов спрединга над возникшей зоной субдукции (бассейн Троодос) и обособлением плиты Неотетиса; 4 – ранний маастрихт, стадия коллизии бассейна Троодос с краем Африканской плиты, сопровождавшаяся гравитационным соскальзыванием и дивертикуляцией покровов комплекса Мамония в реликтовый бассейн Каннавью; 5 – конец маастрихта – начало палеогена, стадия накопления базальных отложений неоавтохтона в реликтовом глубоководном бассейне Лefкара (подробное обсуждение см. в тексте).

1 – континентальная кора Гондваны; 2 – осадочные формации бассейна Мамония; 3 – вулканические породы группы Диаризос; 4 – поверхность мантии; 5 – океанская кора, возникшая в процессе спрединга; 6, 7 – тектонические покровы группы: 6 – Диаризос, 7 – Айос Фотиос; 8 – осадки бассейна Каннавью; 9 – олистострома Катикас; 10 – аккреционная призма, связанная с зоной субдукции; 11 – пелагические отложения формации Лefкара; 12 – вулканические формации хребта Кирения; 13 – направление движения плит; 14 – потоки вещества в мантии; 15 – зоны субдукции; 16 – надвиги различного ранга; 17 – направления движений гравитационных покровов. Буквенными символами обозначены: ГЭ – гора Эратосфена; ОБ – отделившийся блок коры; ЛБ – Левантский бассейн; СТ – спрединг-центр бассейна Троодос; ОТ – офиолиты массива Троодос; ХК – хребет Кирения.

бассейна. Отметим, что эта (рифтогенная) стадия развития северной окраины Гондваны совпадает по времени с коллизией Иранского микроконтинента с Лавразией, о чем уже писал В.Г. Казьмин [2].

2. Ранняя юра–неоком – ранняя океаническая (?) стадия эволюции возникшего бассейна, свидетельством которой является пелагический характер отложений, перекрывших турбидиты формации Вламбурос. Из других формаций этой стадии в структурах южной зоны Кипра сохранились в основном реликты внутрибассейновых вулканогенных сооружений позднеюрского и раннемелового возраста. Реликты спрединговых формаций данного периода пока неизвестны, и вопрос о характере коры в тех областях дна бассейна, которые располагались между его вулканическими поднятиями, остается спорным, не имеющим однозначного решения.

3. Апт–сеноман – стадия сокращения площади бассейна Мамония и деформации коры его внутренних областей, включавшая заложение зоны субдукции у северной окраины бассейна, а на юге – тектоническое сгущивание и первый этап метаморфизма вулканогенно-осадочных толщ, образовавших впоследствии группу Диаризос. Вполне вероятно, что именно на этой стадии на дно бассейна были выведены породы глубоких горизонтов коры и мантии и сформировались офикальциты и офиолитокластовые брекчии.

4. Турон–сантон – в северной части стадия спрединга над активной зоной субдукции, сформировавшая краевой бассейн Троодос, фрагмент коры которого сохранился в виде соответствующего массива офиолитов. На юге в это время могла происходить коллизия внутренних структурных сооружений бассейна Мамония с отложениями пассивной окраины Гондваны, в результате чего покровы тех и других пород были обдуцированы на эту окраину в последовательности, обратной той, что возникла на следующей стадии. Несмотря на развитие процессов спрединга расстояние между материковым краем Гондваны и структурами Тавра продолжало сокращаться. Это происходило в основном за счет поглощения в зоне субдукции почти не сохранившихся юрских и раннемеловых участков коры бассейна Мамония и в значительно меньшей мере – путем обдукции на юге фрагментов преимущественно самых древних, поздне триасовых, его областей.

5. Кампан–маастрихт – заключительная стадия океанической эволюции, сопряженными процессами которой являлись: прекращение активности турон-сантонской зоны субдукции; заложение новой зоны этого типа на севере бассейна Троодос и сокращение его площади; формирование вдоль северной пассивной окраины основных элементов структуры хребта Кирения и возникновение здесь в маастрихте активного вулканиче-

ского пояса; образование перед ним глубокого прогиба, заместившего реликтовую область бассейна Троодос и заполнявшегося пемзами и бен-тонитовыми глинами формации Каннавью; гравитационное сползание в прогиб пород комплекса Мамония, обдуцированных перед этим на край Гондваны, девиртикуляция их дюплексов и формирование олистостромы Катикас; начало отложения базальных горизонтов неоавтохтона, постепенно перекрывших все собранные в прогиб аллохтонные комплексы пород.

СОПОСТАВЛЕНИЕ РАЗРЕЗОВ КИПРА И СОСЕДНИХ РАЙОНОВ СЕВЕРОВОСТОЧНОГО СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ

Как уже говорилось выше, офиолитовый массив Кипра и структурно связанные с ним вулканогенно-осадочные образования комплекса Мамония образуют продолжение Перирабской офиолитовой дуги. Под этим названием Л.-Э. Риду [17] выделил группу офиолитовых аллохтонов, шарьированных на осадочные серии чехла Африкано-Аравийской платформы и прерывистой цепью прослеживающихся от Омана на востоке через Внутренний Загрос и подножья Восточного Тавра в северо-западную Сирию. Далее продолжением этой цепи служат офиолиты о-ва Кипр и западного побережья залива Анталья в Турции.

Все эти аллохтонные комплексы весьма близко по составу слагающих их пород и времени шарьирования (за исключением покровов Анталья, окончательный этап шарьирования которых относится к середине миоцена). Их особенности позволяют в целом достаточно уверенно восстановить палеогеодинамические обстановки южной части Неотетиса в мезозое. Однако в строении отдельных звеньев обсуждаемой цепи структуры наблюдаются и существенные различия, указывающие на то, что история развития этой области Неотетиса и его южной пассивной окраины была не во всем универсальной.

Как мы выяснили выше, для о-ва Кипр характерны следующие основные черты строения.

1. Наличие в современной структуре покровов двух уровней, залегающих так, что верхнее положение занимают сложно дислоцированные покровы пород комплекса Мамония, параавтохтонном для которых являются офиолиты Троодоса. Отложения автохтона на Кипре не известны.

2. Породы верхних покровов претерпели в мезозое две фазы деформаций, не считая самых ранних, связанных с эпохой рифтогенеза в позднем триасе. Одна из этих фаз происходила еще в океаническую стадию и сопровождалась метаморфизмом пород группы Диаризос в условиях амфиболитовой фации. Следующий этап деформаций связан с поздне меловым временем, когда покровы пород

комплекса Мамония под действием гравитационных сил сползли в прогиб Каннавью. Поскольку отложения формации Каннавью, с одной стороны, вмещают в себя эти покровы, а, с другой, согласно и местами постепенно сменяются осадочным чехлом неавтохтона (маастрихт-палеоген) возрастная граница между аллохтоном и неавтохтоном является неопределенной и может быть проведена лишь условно в основании формации Лэфкара, начало накопления которой совпадает по времени с окончанием становления гравитационных покровов.

3. Глубоководный характер осадков в нижних частях неавтохтона свидетельствует о том, что поздне меловой этап складчатости на Кипре не сопровождался орогенезом и реликтовый бассейн Каннавью продолжал оставаться глубоководным и в палеогене.

Восточнее Кипра, в северо-западной Сирии (рис. 2), выделяются три структурных комплекса (снизу вверх): 1) автохтонный, сложенный известняковыми формациями Аравийской платформы, верхняя часть которых датируется юрой—поздним мелом, до раннего маастрихта включительно; 2) аллохтонный, в строении которого участвуют два самостоятельных покрова; 3) неавтохтонный, начинающийся с отложений верхнего маастрихта [4].

Нижнюю структурную позицию в аллохтоне занимает *покров Тамима* [4], который сложен породами вулканогенно-осадочной серии, включающей радиоляриты, кремнисто-глинистые сланцы (пелиты) и редкие прослои калькаренитов. Сводный разрез этих осадочных пород достаточно уверенно датируется интервалом от верхнего триаса до сеномана—турона и имеет большое сходство с разрезом группы Айос Фотиос на Кипре. Как и там, покров Тамима содержит большое количество глыб мелководных известняков, а его вулканические породы так же, как в группе Диаризос, относятся к двум стратиграфическим уровням — верхнетриасовому (толейты) и нижнемеловому (щелочные базальты). Для осадочного разреза отмечается резкое изменение стиля осадконакопления в сеномане, когда на смену пелагическим отложениям приходят более грубые калькарениты и кальцирудиты.

Вряд ли могут быть сомнения в том, что комплекс Тамима объединяет в себе породы подножья континентального склона и того бассейна, который располагался к северу от него вдоль границы утоненной континентальной коры и океанической литосферы южной области Неотетиса [4, 9, 15].

Верхний Баер-Басситский покров сложен полным, хотя и разрозненным разрезом офиолитовой ассоциации, ничем не отличающейся от офиолитов Кипра. Сходство обоих разрезов,

включая присутствие умбр в кровле верхних пиллоу-лав, просто поразительно, как уже неоднократно отмечалось в литературе [4, 15].

В основании Баер-Басситского покрова располагается так называемая метаморфическая подошва, сложенная амфиболитами и зелеными сланцами. Эта фаза метаморфизма связана с преобразованием пород вулканогенно-осадочной серии Тамима в процессе надвигания на них достаточно горячих офиолитовых масс в океаническом окружении [15, 16], т.е. еще до шарьирования покровов на край Аравийского континента, которое произошло в середине маастрихта. Об этом же говорят и данные по возрасту амфиболитов (85 млн. лет [16]).

Расположенный западнее Кипра покровный комплекс *залива Анталья* достаточно подробно освещен в литературе [11, 18, 22 и др.]. Автохтон здесь представлен мезозойскими и третичными отложениями карбонатной платформы Бей-Даглары, разрез которых венчается нижнемиоценовым флишем, содержащим в верхних горизонтах обломки аллохтонного комплекса. На этом флише располагается серия покровов (рис. 2), среди которых (снизу вверх) выделяются четыре мощных дюплекса [22].

Нижний из них слагается комплексом *Кумлуца*, стратиграфический объем осадочных пород которого отвечает интервалу от верхнего триаса до маастрихта включительно. Нижняя часть разреза (верхний триас—неоком) неотличима по составу от пород группы Айос Фотиос Кипра. Отложения апта представлены мергелями, глинами, калькаренитами и вулканомиктовыми песчаниками, которые перекрываются калькаренитами и кальцирудитами сеномана—сантона. Кампан-маастрихтские слои состоят из кремней, алевролитов, аргиллитов и битуминозных сланцев.

Покров Кумлуца перекрывается *меланжем покрова Алакир-Чай*. Цементом в меланже служат тектонизированные вулканогенно-осадочные образования (вулканиды разного состава и/или пелагические мергели, в том числе и с обломками серпентинитов) или же непосредственно серпентиниты. В этот матрикс погружены обломки, глыбы и крупные (размером до километра) чешуи пород, необычайно схожих с теми, что образуют обе группы пород комплекса Мамония на Кипре. Существенно то, что по находкам макро- и микрофауны в осадочных включениях возраст вулканидов из меланжа датируется теми же стратиграфическими интервалами, что и на Кипре: верхним триасом, кимериджем, титоном и нижним готеривом. Вместе с ними часто встречаются и глыбы амфиболитов, аналогов кипрской формации Айя Варвара. Однако наибольшим распространением в меланже Алакир-Чай пользуются глыбы пород офиолитовой ассоциации —

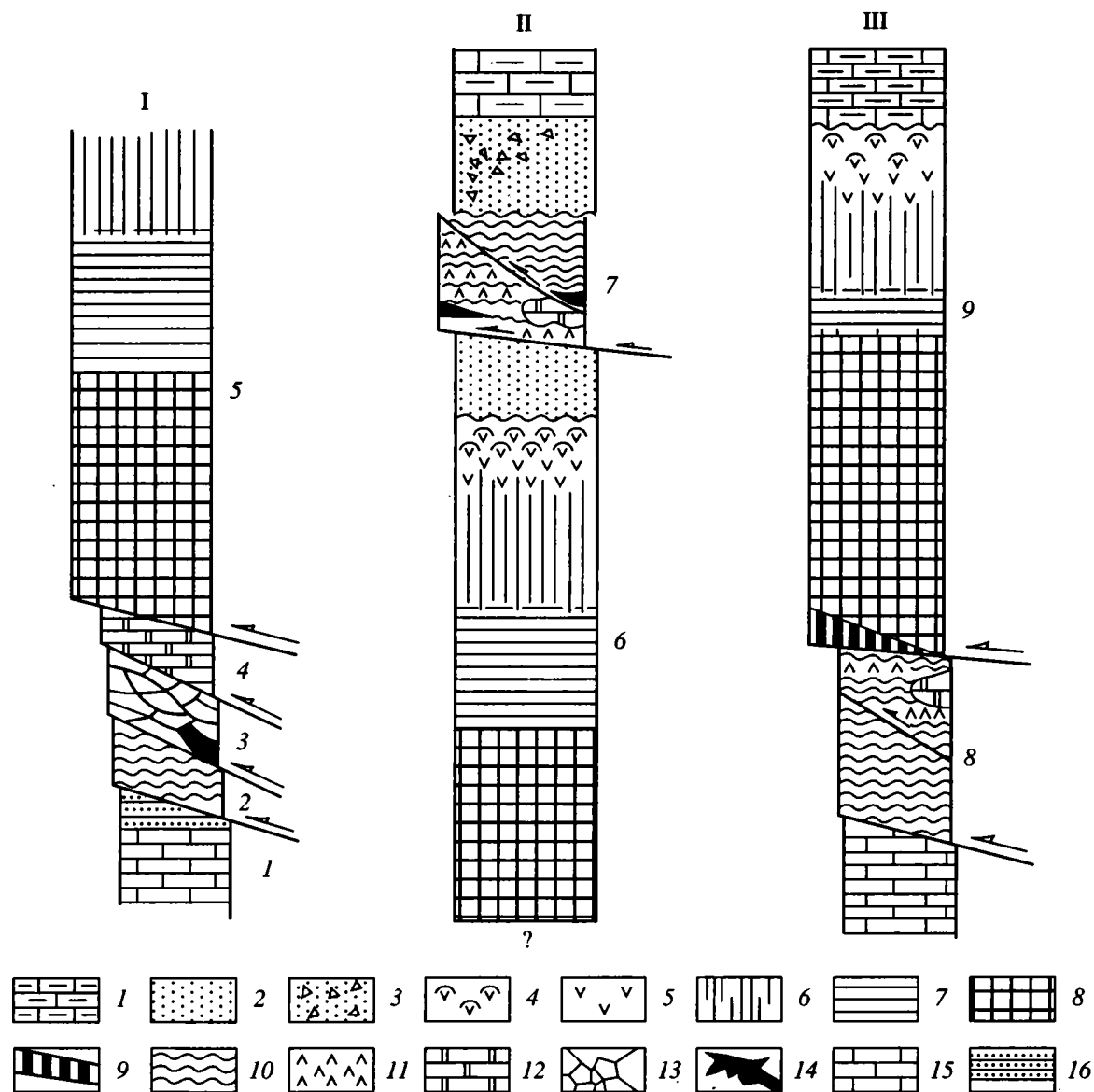


Рис. 2. Структурные комплексы западного побережья залива Анталья (I), Кипра (II) и северо-западной Сирии (III).

1 - 3 - неавтохтон: 1 - глубоководные мергели и известняки (K_2m), 2 - бентонитовые глины (формация Каннавью - K_2m), 3 - олистострома Катикас (K_2m); 4 - 14 - аллохтон: 4 - 9 - офиолитовый комплекс: 4 - верхние и 5 - нижние подушечные лавы, 6 - комплекс дайка в дайке, 7 - габбро (нерасчлененные), 8 - перидотиты, 9 - амфиболиты метаморфической подошвы; 10 - 12 - вулканогенно-осадочный комплекс: 10 - осадочные формации континентальной окраины, ее склона, подножья и окраины океанического бассейна ($T_3 - K_2$), 11 - вулканические серии (T_3 и $J_3 - K_1$), 12 - мелководные известняки, 13 - серпентинитовый меланж с блоками 10, 11, а также габбро и амфиболитов, 14 - тела серпентинизированных перидотитов; 15, 16 - автохтон: 15 - мелководные карбонатные отложения ($Pz - Mz$): 16 - флиш (N_1). Цифрами на колонках обозначены: 1 - платформа Бей-Даглары, 2 - комплекс Кумлуча, 3 - меланж Алакир-Чай, 4 - покров Теке-Тахтали Дага, 5 - покров Текирова, 6 - офиолиты массива Троодос, 7 - комплекс Мамония, 8 - покров Тамима, 9 - офиолиты Баер-Бассита.

серпентинизированные ультрабазиты, разного типа габбро, плагиограниты и диабазы.

Пакет пластин меланжа Алакир-Чай тектонически перекрывается огромным массивом известняков Теке-Тахтали Дага, отделяющим нижние дуплексы от самого верхнего покрова

офиолитов Текирова. В самом массиве известняков сохранился весьма полный разрез отложений палеозоя и мезозоя. Самыми древними его породами являются граптолитовые сланцы и гастроподо-пелициподовые известняки ордовика. Они перекрываются пресноводными терригенными отложениями карбона, битуминозными

известняками и доломитами перми, эвапоритами триаса с фацией верхнетриасовых известняков (аммонитико росо) и массивными рифогенными известняками юры и мела, местами переходящими в неритовые и пелагические фации.

Вне всякого сомнения этот массив является осколком платформы Бей-Даглары, отделявшим в мезозое бассейн Кумлуча–Алакир-Чай от остальных областей Неотетиса. Отшнуровавшись в позднем триасе, когда процессы рифтогенеза охватили северный край Гондваны, этот массив в течение мезозоя оставался областью преимущественно мелководной седиментации.

Верхний структурный этаж в системе покровов западного борта залива Анталыя занимает *офиолитовый покров Текирова*. По внутренним особенностям строения и состава он мало чем отличается от массивов Троодоса и Баер-Бассита.

Сопоставление аллохтонных комплексов из трех областей северо-восточного Средиземноморья позволяет утверждать, что они весьма близки по составу слагающих пород и перед обдушкой претерпели внутриокеанический этап деформаций. Главной структурной особенностью Кипра является перевернутая относительно других последовательность покровов, что может быть объяснено их девиртикуляцией в процессе гравитационного сползания после начального этапа шарьирования. Кроме того, важно подчеркнуть, что в двух случаях аллохтонные комплексы вне всяких сомнений обдуцированы либо на окраину Африкано-Аравийского континента (Сирия), либо на его фрагмент (платформа Бей-Даглары в районе Анталыи). Без изменений та же ситуация прослеживается и в остальной, более восточной, части Периаравийской офиолитовой дуги. Все это позволяет считать, что и под покровами Кипра залегает континентальная кора Африканского континента, южнее погруженная под воды Восточного Средиземноморья.

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЙ СЦЕНАРИЙ

В настоящее время почти общепринятой является концепция, предполагающая, что развитие океана Тетис, начиная с поздней перми и вплоть до неогена, происходило по единому сценарию, согласно которому на протяжении мезозоя от Гондванской окраины периодически отрывались разновеликие блоки, передвигавшиеся в северных направлениях. Движение этих сиалических блоков приводило к закрытию Палеотетиса в их фронтальной области и к раскрытию в тылу новых бассейнов, образовавшихся при слиянии новый океан – Неотетис. Весь этот механизм перемещения и вращения громадных фрагментов материковой коры был подробно рассмотрен Д. Шенгёром [20] и В.Г. Казминым [2].

Следуя такому сценарию, можно предполагать, что отрыв Мендересского и Киршехирского блоков, а также микроконтинента Западного и Центрального Тавра начался в позднем триасе и по мере их отдаления к северу между ними и краем Гондваны стал формироваться глубокоководный прогиб, свидетельством чего служат сохранившиеся “обрывки” окраинноконтинентальных и пелагических отложений его осадочного чехла. Основываясь на данных по комплексу Мамония, можно при этом думать, что на каком-то из этапов развития этого бассейна (юра? – ранний мел?) произошел полный разрыв утонявшейся в процессе растяжения сиалической коры. В результате на поверхность морского дна были выведены породы мантии и ее базальтовых выплавов, застывших на глубине в виде габбро и диабазов, на что указывают офикальциты и родственные им образования, присутствующие в составе комплексов Мамония и Алакир-Чай.

Вероятно, только с этого момента можно говорить о возникновении южной ветви океана Неотетис в понимании Д. Шенгёра [20]. Обдумывая вырисовывающийся сценарий ее развития, мы должны задать себе вопрос, были ли в истории бассейнов Алакир-Чай, Мамония и пр. эпизоды спрединга, а значит, и области с нормальной океанической корой.

Прямых свидетельств этого, типа тех, что сохранились в некоторых поздне меловых офиолитах, например в массиве Троодос, мы не знаем. Тем не менее разрозненные фрагменты дайковых комплексов, несомненно, присутствуют и в зоне Алакир-Чай, и среди образований группы Диаризос. К сожалению, нигде такие фрагменты детально не изучались, и пока ничего нельзя сказать ни о диапазонах возраста этих пород, ни о том, каким конкретным процессам они обязаны своим происхождением. Можно только думать, что среди них, вероятно, встречаются дайковые комплексы с составами MORB, поскольку базальты этого типа достоверно есть среди лучше сохранившихся толщ пиллоу-лав.

Исходя из этих пусть не вполне убедительных соображений, один из нас (А.Ш.) допускает, что в рассматриваемых бассейнах, помимо структур вулканогенных и тектонических поднятий, а также депрессий с утоненным сиалическим фундаментом, были к тому же и области дна с океанической корой, сформированной процессами спрединга, и впоследствии поглощенные поздне меловыми зонами субдукции, к этапу развития которых мы перейдем чуть позже. По мнению другого автора (А.К.), этот субстрат океанического типа возник в результате подъема мантийного диапира во время рифтинга пассивной окраины, представляя собой тектонически денудированную поверхность мантии, и формирование его не сопровождалось

явлениями спрединга. В иных случаях зоны субдукции, над которыми по геохимическим критериям сформировались позднемеловые разрезы всех офиолитовых массивов Перииарабской дуги, неизбежно должны были закладываться на коре если не сиалического, то переходного типа. При таких обстоятельствах погружение на глубину сиалических компонентов коры не могло не отразиться на геохимических характеристиках вулканических пород этих офиолитовых разрезов. Однако судя по многочисленным публикациям, ни в одном из типов связанных с ними лав нет никаких признаков участия сиалического вещества в процессах магмообразования.

К сказанному можно добавить, что периодическое отделение крупных блоков коры от края континента является характерной чертой мезокайнозойской эволюции западной окраины Тихого океана и здесь оно всегда сопряжено с развитием спрединговых зон в тылу блоков. При этом во все не обязателен линейный и протяженный характер осей спрединга. Он может быть диффузным, а оси фрагментарными, часто меняющими положение и ориентацию в пространстве [5]. Не исключено, что такие особенности и были характерными для общей системы бассейнов и кристаллических массивов, существовавших в южной части Неотетиса.

В любом случае, с зонами спрединга или без них, реконструируемый южный рукав Неотетиса на протяжении почти всей своей мезозойской истории был глубоководным и обрамлялся с севера цепью микроконтинентов, покинувших свою Гондванскую семью в позднем триасе. Однако вероятно, что все это время и сам бассейн, и все элементы его обрамления оставались в составе единой Африканской плиты, а дивергентная южная граница плиты Тетис находилась севернее цепи микроконтинентов.

Как известно, полюса вращения Африканской и Лавразийской плит в конце триаса - начале юры располагались таким образом, что абсолютное движение обеих происходило в южном направлении, причем вторая двигалась быстрее первой [1]. В интервале времени 190 - 110 млн. лет (плинсабах-поздний альб) усредненная скорость движения Лавразийской плиты на юг в сечении Кавказ-Сирия составляла 2.6 см/год, а Африканской - 1.9 см/год, т.е. скорость сближения континентов равнялась 0.7 см/год. На фоне этого усредненного значения наиболее быстрое сближение (3 см/год) приходится на период 150 - 130 млн. лет (титон-ранний баррем), а в позднем барреме-альбе (130 - 110 млн. лет) скорость схождения существенно снизилась до 1.1 - 1.4 см/год.

Существенная перестройка охватывает южную ветвь Неотетиса в альбе-сеномане. В это время в ней возникают зона субдукции и располо-

женная над ней зона спрединга, благодаря которой вплоть до начала сенона формируется океанская кора, фрагментарно сохранившаяся в виде офиолитовых массивов Текирова, Троодоса и Баер-Бассита. Почти сразу же эта новообразованная океаническая литосфера стала надвигаться в южном направлении на более древние вулканические и осадочные формации южного рукава Неотетиса или цепи бассейнов Алакир-Чай, Мамония и Тамима. Еще не остыв, эта литосфера создавала обстановку для метаморфизма перекрываемых толщ в условиях амфиболитовой фации. Можно также думать, что ее надвигание сопровождалось бульдозерным эффектом сгущивания толщ перед фронтом покровов.

Этот этап тектонической перестройки внутри южной ветви океана Неотетис отразился и на характере седиментации у ее Гондванской окраины. В данное время условия осадконакопления становятся здесь более мелководными и начинается интенсивный привнос обломочного карбонатного материала, отразившийся в формировании калькаренитовых и кальцирудитовых горизонтов.

Обсуждаемый этап перестройки по времени поразительно совпадает с переломным моментом в кинематике плит. Начиная с позднего альбараннего сеномана, полюса вращения Евразийской и Африканской плит меняют положение таким образом, что дрейф той и другой приобретает северное направление [1]. Согласно расчетам, с рубежа в 110 млн. лет Евразийская плита в уже обсуждавшемся сечении начинает смещаться к северу со скоростью 2.8 см/год, а Африканская - 4.4 см/год.

Таким образом, можно полагать, что возникновение конвергентной границы в южной ветви Неотетиса, а к северу от нее - надсубдукционной зоны спрединга связано с переменной направления абсолютного движения плит на диаметрально противоположное предыдущему. Если все эти рассуждения справедливы, то именно с этого момента изменившая свою северную границу Африканская плита начинает погружаться под обособившийся край плиты южного Неотетиса.

В дополнение ко всему сказанному необходимо подчеркнуть, что вышеописанные альб-сеноманские события синхронны остальным проявлениям австрийской фазы складчатости, охватившей как окраинноконтинентальные, так и океанические области [3].

Заключительный (конец позднего мела) этап тектонической эволюции южного рукава Неотетиса почти на всем его протяжении завершается коллизией обрамлявших его континентальных масс. В результате этого на африканскую окраину были выжаты комплексы пород аккреционных призм, сформировавшихся перед фронтом

конвергентной границы, и перекрывшие их покровы офиолитов, корневая зона которых находилась к северу от этой границы. В Кипрском сегменте этот этап оказался более сложным. Здесь в конце мела: (а) прекращается формирование океанической литосферы в зоне спрединга; (б) происходит надвигание комплексов пород аккреционной призмы на приблизившуюся с юга континентальную окраину; (в) край континента поддвигается под литосферу бассейна Троодос, и над зоной поддвига возникает прогиб Каннавью, куда, испытывая девиртикуляцию, соскальзывают гравитационные покровы вулканических и осадочных толщ аккреционной призмы; (г) заклинивание прежней зоны субдукции вызывает перемещение конвергентной границы к подножью Таврского микроконтинента, где поглощаются реликты коры бассейна Троодос и возникает краевой вулканический пояс хребта Кирения.

Как уже отмечалось, все эти тектонические события не привели к осушению реликтового прогиба в Кипрском сегменте. Он продолжал оставаться глубоководным, хотя и с очень сложным рельефом дна, на что указывает характер взаимоотношений базальных глубоководных осадков неавтохтона с подстилающими комплексами пород.

Работа выполнена при финансовой поддержке со стороны проекта "Тетис" программы РАН "Мировой океан". Авторы благодарны всем зарубежным и российским коллегам, участвовавшим в проведении полевых работ на Кипре и в Сирии.

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. История океана Тетис / Под ред. А.С. Мониной, Л.П. Зоненшайна. М.: ИО АН СССР, 1987. 155 с.
2. Казьмин В.Г. Коллизия и рифтогенез в истории океана Тетис // Геотектоника. 1988. № 5. С. 14 - 23.
3. Книппер А.Л. Движения австрийской фазы в океанической коре Тетиса: характер проявления, последствия и возможные причины // Геотектоника. 1985. № 2. С. 3 - 15.
4. Книппер А.Л., Савельев А.А., Рукие М. Офиолитовая ассоциация северо-западной Сирии // Геотектоника. 1988. № 1. С. 92 - 104.
5. Шараськин А.Я. Тектоника и магматизм окраинных морей в связи с проблемами эволюции коры и мантии. М.: Наука, 1992. 163 с.
6. Baroz F. Volcanism and continent-island arc collision in the Pentadaktylos range, Cyprus // Ophiolites. Proc. Intern. Ophiolite Symp. / Ed. Panayiotou A. Nicosia: PRINTCO LTD, 1980. P. 73 - 85.
7. Cleinteur M.R., Knox G.J., Ealey P.J. The geology of Cyprus and its place in the east Mediterranean framework // Geologie Mijnb. 1977. V. 56. P. 66 - 82.
8. Delaloye M., de Souza H., Wagner J.J., Hedley I. Isotopic ages of ophiolites from the eastern Mediterranean // Ophiolites. Proc. Intern. Ophiolite Symp., Cyprus / Ed. Panayiotou A. Nicosia: PRINTCO LTD, 1980. P. 292 - 295.
9. Delaune-Mayere M., Fountain J.M., Perincek D. La bordure de la Plaque Arabo-Africaine au Mesozoic en Syrie et en Turquie du Sud-Est: one comparaison // Cah. O.R.S.T.O.M. 1988. Ser. geol. XIII/I. P. 31 - 41.
10. Desmet A., Lapiere H., Rocci G. et al. Constitution and significance of the Troodos sheeted complex // Nature. 1978. V. 273. P. 527 - 530.
11. Juteau T. Les ophiolites des Nappes d'Antalya (Taurides occidentales, Turquie). Petrologie d'un fragment de l'ancienne croûte oceanique tethysienne // Sciences de la Terre. Nancy. Mem. 1975. V. 32. 692 p.
12. Lapiere H. Les formations sedimentaire et eruptives des nappes de Mamonia et leurs relations avec le massif de Troodos (Chypre occidentale) // Mem. Soc. geol. Fr. 1975. V. 123. 132 p.
13. Makris J., Wang J., Odintsov S.D., Udintsev G.B. The magnetic field of the eastern Mediterranean Sea (in press).
14. Makris J., Ben-Avraham Z., Behle A. et al. Seismic refraction profiles between Cyprus and Israel, and their interpretation // Geophys. J.R. astr. Soc. 1983. V. 75. P. 575 - 591.
15. Parrot J.F. Assemblage ophiolitique du Baer-Bassit et termes effusifs du volcano-sedimentaire. Petrologie d'un fragment de la croûte oceanique tethysienne charrie sur la plate-forme syrienne // Trav. et Doc. O.R.S.T.O.M. 1977. V. 72. 333 p.
16. Parrot J.F., Whitechurch H. Subductions anterieures au charriage Nord-Sud de la croûte tethysienne: facteur de metamorphisme de series sedimentaires et volcanique liees aux assemblages ophiolitiques syroturcs, en schistes verts et amphibolites // Rev. Geogr. Phys. Geol. dynam. 1978. V. 20 (2). P. 153 - 170.
17. Ricou L.-E. Le croissant ophiolitique peri-arabe: une seinture de nappes mises en place au Cretace superieur // Rev. Geogr. Phys. Geol. dynam. 1971. V. 13. P. 327 - 349.
18. Robertson A.H.F., Dixon J.E. Introduction: aspects of the geological evolution of the Eastern Mediterranean // Geol. Soc. London Spec. Publ. 1984. V. 17. P. 1 - 74.
19. Robertson A.H.F., Woodcock N.H. Tectonic setting of the Troodos massif in the east Mediterranean // Ophiolites. Proc. Intern. Ophiolite Symp. Cyprus / Ed. Panayiotou A. Nicosia: PRINTCO LTD, 1980. P. 36 - 49.
20. Sengor A.M.S. The Cimmeride Orogenic System and the tectonics of Eurasia // Geol. Soc. Am. Spec. Pap. 1984. V. 195. 82 p.
21. Swarbrick R.E. The Mamonia complex of S.W. Cyprus: A Mesozoic continental margin and its relationship to the Troodos complex // Ophiolites. Proc. Intern. Ophiolite Symp. Cyprus / Ed. Panayiotou A. Nicosia: PRINTCO LTD, 1980. P. 86 - 92.
22. Yilmaz P.O. The Alakir cay unit, Antalya complex: a tectonic enigma // Geology of the Taurus Belt / Eds. Tekeli O., Goncuoglu M.C. Ankara: MTA, 1984. P. 27 - 40.

Correlation of Tectonic Events in the Mesozoic History of the Northeastern Mediterranean

A. L. Knipper, A. Ya. Sharas'kin

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow

New geological data on the Mamonia Complex (Cyprus) and available information on comparable allochthonous complexes in nearby regions (nappes of the Antalya in Turkey and Baer-Bassit in Syria) suggest that, during the Late Triassic, deep rift troughs with a pericontinental sedimentation and complicated volcanic activity were opening behind continental blocks of the western and central Taurus as they separated from the Gondwana's margin. After the complete rupture of thinning continental crust in the Jurassic-Early Cretaceous, these troughs were transformed into ocean basins of the southern Neotethys arm. Their sedimentary cover could locally rest on the upper mantle surface denuded by tectonic movements. An essential structural rearrangement of this Triassic-Neocomian oceanic area occurred in the Albian-Cenomanian, when subduction zones originated in its northern parts. Sea-floor spreading processes above subduction zones formed marginal basins with the Upper Cretaceous oceanic crust preserved in the relics as ophiolite massifs of the Antalya, Cyprus, and Syria. Southward of the subduction zones, the older oceanic crust was under destruction to give rise to accretionary prisms approaching the African margin. The collision between Africa and Eurasia, which was initiated in the terminal Cretaceous time, then resulted in closing of the southern Neotethys arm with its crustal fragments thrust over the Afro-Arabian platform. During the Maestrichtian, the allochthonous duplexes of the Mamonia and Troodos rocks inversely slid off the platform edge into the relic deep trough preserved only in the Cyprus region.

УДК 551.2+551.25

ВЕЩЕСТВЕННО-СТРУКТУРНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ В ЛИТОСФЕРЕ ПЛАТФОРМ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ ГЛУБИННЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОДАХ

© 1995 г. Ю. С. Геншафт

Институт сейсмологии Объединенного института физики Земли РАН, Москва

Поступила в редакцию 03.03.94 г.

Рассмотрены вещественные и структурные изменения в ксенолитах из базальтов и кимберлитов – магматических проявлений платформ. Особенности составов минералов ксенолитов свидетельствуют о неоднородном тепловом состоянии тектоносферы платформ, проявлениях метасоматических и деформационных процессов, обусловленных напряженным состоянием недр, глубинным тепломассопереносом. Обосновывается возможное активное состояние тектоносферы платформ, приводящее к активизации близповерхностных тектонических процессов.

Глубинные включения в магматических породах являются практически единственным источником прямой информации о глубинном распределении физико-химических параметров (давление, температура, напряжения, флюидный режим и т.д.) и сущности процессов эволюции состава и свойств глубинной среды. Роль этих образований становится еще значительнее при изучении геодинамики малоподвижных (“пассивных”) тектонических структур, к которым принадлежат платформы. Между тем именно в относительно стабильных платформенных условиях проявляются те типы магматизма: кимберлитовый, щелочнобазальтовый, – с которыми связано обнаружение широкой гаммы глубинных включений различного генезиса [3, 4].

При изучении последних возникает проблема временного соотношения запечатленных в глубинном веществе физико-химических параметров и стадий изменения состава и свойств глубинной среды с типом эндогенного режима или стадии формирования тектонической структуры. Хорошо известно, что платформы включают в себя разновозрастные структурные элементы, прошедшие различный тектонический путь эволюции: щиты, подвижные пояса, отрицательные линейные структуры типа авлакогенов или рифтов, тектонические швы и т.п. Магматизм, как правило, накладывается на этот разнородный фундамент, и глубинные включения отражают индивидуальные особенности геотектонического развития частных структур. Это положение прекрасно иллюстрируют данные исследований включений пород земной коры и верхней мантии Памира и Южного Тянь-Шаня [18]. Трубки взрыва, дайки и другие магматические тела с глу-

бинными включениями располагаются в пределах отдельных зон и блоков, характеризующихся принадлежностью к разным палеотектоническим структурам и различным вещественным составом литосферы и глубинным распределением термодинамических параметров. Вследствие этого каждая из выделенных зон отличается своеобразным набором включений по химическому и минеральному составу. Объективные данные о гетерогенности современного глубинного строения литосферы Южного Тянь-Шаня приведены в работе [15].

Итак, вариации в свойствах и составе глубинных включений из платформенных кимберлитов и щелочных базальтоидов отражают гетерогенность и динамику платформенной литосферы. Роль ксенолитов в понимании природы течения вещества на разных глубинных уровнях литосферы и условий формирования геофизических границ отмечена в работе [16]. В настоящем сообщении на конкретных примерах рассматриваются некоторые характерные особенности эволюции глубинной среды, предваряющей или сопутствующей эндогенным режимам тектономагматической активизации, наложенным на “пассивную” платформу.

ТЕМПЕРАТУРНАЯ ГЕТЕРОГЕННОСТЬ И ТЕПЛОВАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ПЛАТФОРМЕННОЙ ЛИТОСФЕРЫ

Минеральная геотермометрия глубинных включений позволяет восстановить региональные палеогеотермы. В многочисленных публикациях приводятся глубинные распределения температуры для различных областей кимберлитового

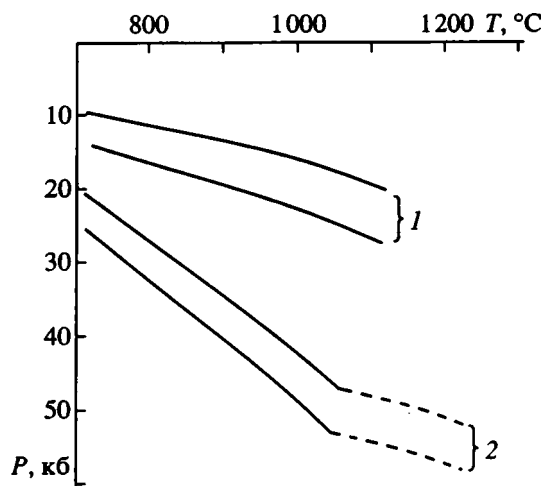


Рис. 1. Минеральные геотермы по ксенолитам из базальтов (1) и кимберлитов (2). Показаны интервалы расположения геотерм под различными районами базальтового и кимберлитового вулканизма.

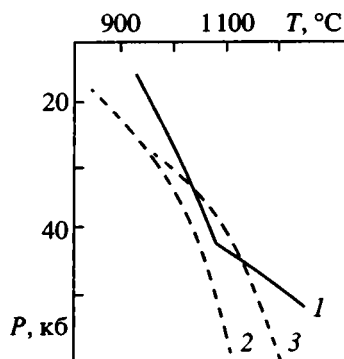


Рис. 2. Нарушенная геотерма под Лесото (1) и континентальные геотермы, характеризуемые тепловыми потоками 42 мВт/м^2 (2) и 44 мВт/м^2 (3), по [19].

и базальтового вулканизма [8, 19, 31, 38 и др.]. Обращают на себя внимание следующие особенности геотермических режимов: в областях кимберлитового магматизма подкорковая верхняя мантия менее разогрета, чем при базальтовом магматизме (рис. 1). С одной стороны, это отражает наиболее распространенные представления о существенно более глубоком зарождении кимберлитовой магмы по сравнению с базальтовой [17], а с другой – значительно меньшее тепловое “возбуждение” подкорковой части верхней мантии при кимберлитовом магматизме по сравнению с формированием базальтовых магм. Отметим, что области с однотипным магматизмом, находящиеся в различном геотектоническом окружении, также различаются глубинными геотермами. Об этом однозначно свидетельствуют различия в температурах равновесия однотипных минеральных

парагенезисов глубинных включений (например, шпинелевых перидотитов [8]).

Минеральная геотермия указывает на субсолидусные условия в литосфере, т.е. независимо от первичной природы пород включений большая их часть, принадлежащая к типичным ксенолитам, претерпела метаморфизм и переуравновешивание составов минералов в области существования твердых минеральных фаз. Заслуживают внимания те образования, в которых наблюдаются признаки высокотемпературного изменения, свидетельствующие о вторичном прогреве глубинного вещества. Это проявляется в наличии реакционных кайм вокруг высокобарических минералов (чаще всего вокруг граната [2, 12]), стекол, образовавшихся в результате частичного плавления и воздействия на глубинную горную породу высокотемпературных флюидов [23, 24, 32]. Имеются признаки прогрева, не связанные с непосредственным воздействием вмещающего ксенолит расплава, т.е. глубинные породы испытали прогрев до их захвата магмой в виде ксенолитов. К таким признакам относятся независимость характера плавления от размера ксенолитов, отсутствие зонального распределения областей плавления по ксенолиту, одновременное присутствие во вмещающей магматической породе подплавленных и неизмененных образцов близкого минерального и химического составов. Эти данные указывают на динамику термального состояния литосферы, сопровождаемую изменением минерального и фазового состояния глубинной среды.

Известна дискуссия о том, реальны или нет так называемые нарушенные геотермы, т.е. такие, на которых в глубинной части наблюдается изгиб в высокотемпературную область [27, 28, 30, 39] (рис. 2). Одно из самых распространенных объяснений возможного происхождения такой температурной аномалии связано с признанием крупномасштабного глубинного массопереноса в виде субгоризонтального движения литосферы по астеносфере [27] или диапиризма разуплотненной аномальной мантии [33]. О таком течении вещества в большей мере свидетельствуют текстурные особенности ксенолитов [40], о чем пойдет речь ниже.

Сопоставление палеогеотерм из различных районов Земли показало, что можно говорить о некоторых закономерностях в эволюции теплового режима литосферы. Так, для рифтогенных областей Центральной Азии (Центральная и Юго-Восточная Монголия, Витимское плато) показаны различия в глубинном распределении температуры, свидетельствующие об изменении теплового режима на разных стадиях рифтогенеза [6, 7]. При переходе от предрифтовой к собственно рифтовой стадии внутриплатформенного континентального рифтогенного режима в подкорковой части верхней мантии (на глубинах

35 - 60 км) за время около 20 миллионов лет температура поднимается на 150 - 200°C. Такой разогрев невозможно обеспечить кондуктивным механизмом от нижерасположенных тепловых источников. Единственно приемлемым оказывается механизм тепломассопереноса, осуществляемого конвективным или диапировым путем. Следствием этого будет изменение общего поля интенсивных термодинамических параметров в литосфере, за которыми последуют процессы деформации, изменения состава и фазового состояния вещества.

В областях кимберлитового магматизма, где как-будто бы отсутствуют признаки тектоно-магматической активности в подкоровой части литосферы, также установлены неоднородности в тепловом состоянии разных частей платформы. Это было показано на примере Сибирской платформы [24]. В центральных районах, где располагаются мезозойские алмазонасные кимберлитовые тела, в том числе трубка Удачная, на глубине около 100 км температура в мезозое составляла 1130°C. В северных и южных районах платформы, где наряду с мезозойскими кимберлитами развиты более древние – палеозойские, на тех же глубинах мантия была более холодной – температура составляла 960 и 1040°C соответственно. С такой температурной зональностью коррелирует и вещественная гетерогенность мантийного субстрата. Под центральными районами платформы в подкоровой литосфере преобладают обедненные легкоплавкими базальтоидными компонентами гарцбургиты и лерцолиты, тогда как ближе к краевым более холодным зонам тяготеют породы метасоматизированного типа с вторичными слюдой, амфиболом, ильменитом. Такое распределение глубинных характеристик объяснить трудно. В рамках данной статьи важно обратить внимание на существование тепловой и вещественной гетерогенности в недрах платформы, в пределах которой (как на Русской и других древних и молодых платформах) выделяется система разновозрастных рифтовых структур и областей тектоно-магматической активизации [25]. С другой стороны, данные о тепловой динамике свидетельствуют об активных процессах в недрах тектоносферы, предшествующих изменению поверхностных, геоморфологически выраженных структур.

ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО ВЕЩЕСТВА И НАПРЯЖЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ЛИТОСФЕРЫ

Для пород нижних горизонтов земной коры и верхней мантии характерны разнообразные структуры и текстуры, указывающие на достаточно сложную их историю в меняющихся полях температуры, давления и напряженного состоя-

ния. Текстурная упорядоченность ксенолитов позволяет оценить некоторые стадии в эволюции тектоносферы и роль напряженно-деформационного состояния вещества в протекании процессов изменения его химического и фазового состава. Опубликованный автором обзор данных по этой проблеме [5] позволяет остановиться только на самых главных ее аспектах.

Большая часть ксенолитов глубинных пород имеет динамометаморфические структуры, указывающие на процессы перекристаллизации минерального вещества в твердом состоянии в негидростатическом поле напряжений. В условиях высоких давлений и температур уже при незначительных дифференциальных напряжениях в десятки и первые сотни бар развиваются процессы пластической деформации, осуществляемые обычно посредством внутрикристаллического скольжения и/или динамической рекристаллизации. В этих условиях снижаются энергетические затраты на протекание различных физико-химических реакций и могут осуществляться те процессы минералообразования, кинетика которых обеспечивается при высоких PT параметрах. Например, распад твердых растворов с перекристаллизацией пластинчатых выделений экссолюционных фаз: граната, шпинели, пироксенов, ильменита и других – в обычный зернистый агрегат. Таким образом, осуществляется не только структурная перестройка горных пород, но и формируется новый тип горной породы. Подобный процесс был описан, например, в работах [10, 21].

Распространенный среди ксенолитов глубинных пород порфиорокластический текстурный тип позволяет по размерам необластов – вторичных, рекристаллизованных мелких минеральных зерен – или по количественному подсчету плотности дислокаций оценить величины напряжений, приведших к пластической деформации [43]. Такие оценки были выполнены для платформенных зон растяжения Южной Африки, Северной Америки, Европы [26]. В целом отмечается тенденция увеличения значения разностных напряжений с уменьшением глубины захвата ксенолитов, причем для областей континентального рифтогенеза на глубинах около 50 км величины напряжений в несколько раз превышают таковые на глубинах более 60 км (100 - 200 бар против 20 - 50 бар). Это может быть связано с влиянием температуры на предельное значение напряжений, которые быстро релаксируют в ходе пластического течения пород. Но, с другой стороны, это может свидетельствовать о положении кровли аномальной мантии – диапира, на границе которой с нормальной литосферой и создаются повышенные напряжения.

С уменьшением температуры и увеличением значений напряжений все большее значение будут приобретать хрупкие деформации, или катакластическое течение. Подобные структуры ("рассланцованность") наблюдались в породах земной коры Байкало-Монгольского региона, вынесенных на поверхность базальтовыми лавами. К таким плоскостным и линейным структурам обычно тяготеют области начального проплавления [20]. В ультраосновных ксенолитах из базальтов Южного Йемена (вулкан Кириш) вдоль подобных зон выделяется вторичный амфибол. В литературе неоднократно отмечалась тесная связь явного метасоматоза мантийного вещества с процессами пластической деформации [9, 22, 37 и др.].

Как отмечалось выше, по кимберлитовым включениям были построены "нарушенные" геотермы. Наиболее высокотемпературными оказываются, как правило, ксенолиты с яркими следами пластической деформации. Однако не только наиболее глубинные породы, содержащие пироповый гранат, испытали интенсивную пластическую деформацию. Подобные образцы обнаруживаются и среди шпинелевых перидотитов. Не случайно для одних и тех же структур удается установить значительный интервал глубин, в пределах которого существуют напряжения и происходит пластическая деформация глубинной среды [26]. Эти данные скорее указывают не на субгоризонтальное течение в астеносфере как причину появления текстурированных глубинных пород, а на их приуроченность к диапиру. Такая модель объясняет пространственные особенности распределения на поверхности ксенолитов различного текстурного типа. На примере Центрального Французского массива было показано, что наиболее деформированные образцы найдены в областях проекции на поверхность границы диапира, выявленного геофизическими методами [29].

Существуют представления, что деформационные структуры развиваются в результате интрузивной деятельности и, таким образом, области повышенных напряжений локализованы вокруг магматических очагов и магматических тел [34]. При любых схемах интерпретации (кроме модели Ф. Бойда о субгоризонтальном движении литосферы по кровле астеносферы) следует признать пространственную ограниченность областей литосферы с повышенными значениями напряжений. Но это следует и по данным о распределении сейсмогенных зон. Геофизические данные показывают, что эти зоны приурочены к областям высоких градиентов вертикальных неотектонических движений и градиентов геофизических полей и структур (градиенты гравитационного поля, ступени геофизических границ). Примерами

могут служить данные по Средней Азии [13] и по Байкальской рифтовой зоне [14].

Детальные исследования деформационных структур в породах литосферы позволяют установить несколько временных эпизодов их формирования. Примером являются результаты, полученные для перидотитовых ксенолитов из базальтов вулкана Шаварын-Царам (Центральная Монголия) [6]. Подавляющая часть ксенолитов шпинелевой и гранатовой фаций характеризуется протогранулярной структурой с реликтами предпочтительной ориентировки оливинов. Вероятно, это отражает региональную пластическую деформацию вещества мантии при температурах около 900°C и напряжениях 200 - 300 бар. Этот этап сопровождался достаточно интенсивной динамической рекристаллизацией пород, характерной для низких величин напряжений и приведшей к появлению предпочтительной ориентировки оливина. Далее проявилась локально пластическая деформация при увеличении дифференциальных напряжений до 570 - 760 бар и незначительном снижении температуры до 850 - 870°C. На заключительном этапе деформации в тех же условиях температуры и напряжений произошел ориентированный рост зерен, обнаруженный в ограниченном числе ксенолитов с таблитчатой структурой и элементами порфирукластической структуры. Многоэтапность пластической деформации в глубинных породах описывалась также для различных ультраосновных массивов.

МАНТИЙНЫЙ МЕТАСОМАТОЗ И ЕГО РОЛЬ В ЭВОЛЮЦИИ ТЕКТОНОСФЕРЫ

Ксенолиты часто несут в себе признаки вторичного изменения химического и минерального состава, проявляемого в наложенной кристаллизации амфибола, слюды, апатита, ильменита и других минералов, а также в увеличении железистости, глиноземистости пород, существенном перераспределении рассеянных элементов (прежде всего легкоподвижных литофильных). Очевидно, что глубинный метасоматоз обусловлен взаимодействием кристаллических пород с флюидами и расплавами. Яркие примеры замещения первичных высокомагнезиальных деплетированных пород мантии железистыми ультрамафитами даны в [11, 36].

Очевидно, что метасоматоз может осуществляться различными механизмами: инфильтрацией флюидов и расплавов, внутрикристаллической диффузией. В зависимости от механизма найдется и выраженность метасоматического процесса. Диффузия, скорее всего, приведет к скрытому метасоматозу, обнаруживаемому только при геохимических исследованиях. Наиболее эффективным является инфильтрационный механизм, следствием которого является формирование

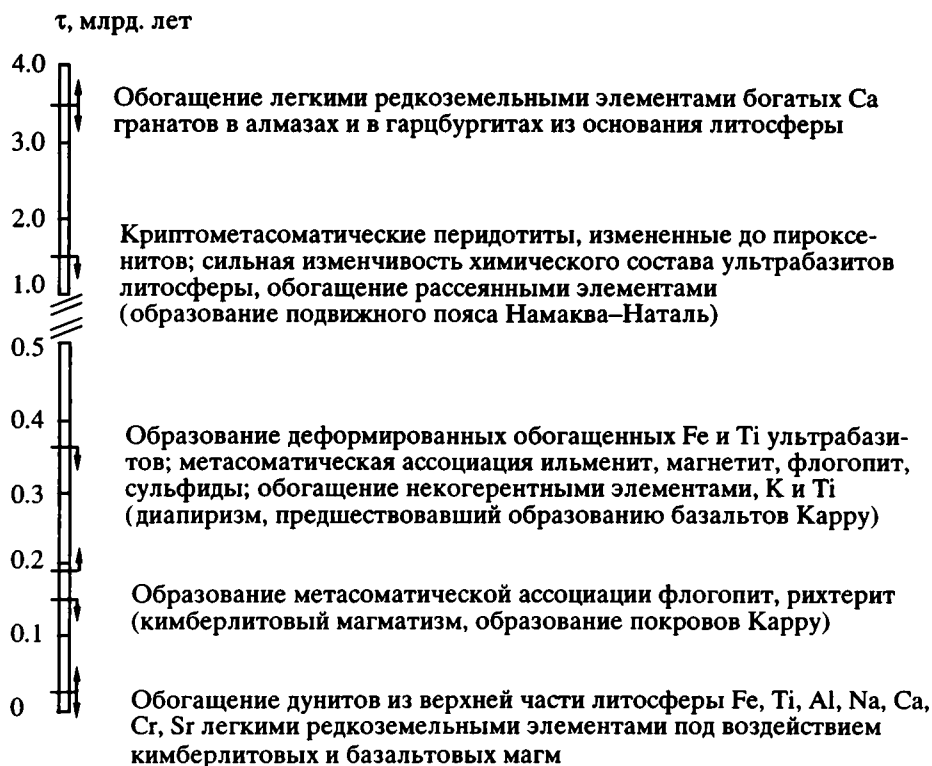


Рис. 3. Этапы метасоматического изменения вещества тектоносферы под кратоном Каапвааль и подвижным поясом Намаква-Наталь, Южная Африка, по [41].

нового минерального парагенезиса и структуры породы. Можно полагать, что глубинные флюиды и расплавы находятся под сверхлитостатическим давлением и, таким образом, могут служить источником деформаций, при которых осуществляются кристаллизационные процессы. Новообразованные парагенезисы минералов по размеру кристаллов и по структуре весьма близки к пегматитам, что лишний раз подтверждает справедливость высказанного положения о большой роли флюидных компонентов в формировании состава и структуры метасоматизированных глубинных пород.

В литературе обсуждается место мантийного метасоматоза в магмогенезе: является ли этот процесс источником формирования высокощелочных магм или сами магмы оказывают метасоматизирующее воздействие на глубинный твердый субстрат? В контексте настоящей работы этот вопрос не столь существен. Важно признание самого факта изменения состава и структуры глубинных пород литосферы (тектоносферы) в результате взаимодействия кристаллических пород с флюидами и расплавами.

Метасоматизированные породы отличаются от исходных физическими свойствами и прежде

всего плотностью, что позволяет признать большую роль метасоматоза как источника движения масс вследствие гравитационной неустойчивости. Известно, какое значение придается процессам эклогитообразования в формировании отрицательных тектонических структур вследствие нисходящих движений высокоплотных масс [1]. Замещение магнезиальных перидотитов гранатовыми железистыми пироксенитами, наблюдаемое среди ксенолитов из базальтов Центральной Монголии [11], должно существенно изменить глубинную геофизическую структуру и характер тектонических движений ("скомпенсировать" диапиризм низкоплотной аномальной мантии).

ВОЗРАСТ КСЕНОЛИТОВ И ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ГЛУБИННЫХ АКТИВНЫХ ПРОЦЕССОВ

Для того чтобы понять, с каким тектоническим этапом коррелируют рассмотренные выше глубинные процессы, необходимо установить возраст ксенолитов и особенно тех разновидностей, которые несут следы различных глубинных преобразований (деформации, метасоматоз, подплавление и т.п.). Изотопные исследования ксенолитов позволили выделить несколько

возрастных рубежей в эволюции литосферы, находящейся в различных режимах тектонической активности (или подвижности). Для ксенолитов из южноафриканских кимберлитов, дренирующих кратон Каапвааль и подвижный пояс Намаква–Наталь, установлены, по крайней мере, пять этапов метасоматических изменений глубинного вещества (рис. 3). Они коррелируют, с одной стороны, с процессами, не проявленными на поверхности, а с другой – с этапами изменения тектонического режима и развития базальтового и кимберлитового магматизма (образование подвижного пояса, базальтовой формации Карру, формирование кимберлитовых провинций), по [41]. Метасоматические изменения пород литосферы, так или иначе связанные с формированием подвижного пояса Намаква–Наталь, фиксируются в мантийных породах гранатовой фации глубинности. С магматическими процессами сопряжен щелочной метасоматоз, обогащение железом, титаном, развитие деформационных текстур в породах более высокого уровня – шпинелевой фации глубинности.

Несколько изотопных возрастов было получено для ультраосновных ксенолитов из базальтов Монголии [42]. Эти датировки коррелируют с основными этапами эволюции монгольской литосферы, причем метасоматизированные образцы оказались самыми “молодыми”: их возраст соответствует времени кайнозойского рифтогенного этапа формирования щелочнобазальтовых магм. Имеется много данных по изотопии, геохимии метасоматизированных ксенолитов, мегакристаллов и вмещающих пород, свидетельствующих о возрастной близости процессов мантийного метасоматоза и внутриплатформенного магматизма [35]. Эти данные позволяют рассматривать развитие глубинных процессов эволюции состава и свойств вещества тектоносферы в условиях существования платформенных структур при отсутствии сильных тектонических движений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Минералого-петрологические и микроструктурные исследования ксенолитов показывают, что недра платформенных структур характеризуются неоднородными полями температуры и напряжений и подвержены процессам, меняющим их состав и физико-механические свойства. Причиной этих неоднородностей и сопутствующих им процессов являются потоки флюидов (или флюид-расплавов) и тепло-массоперенос в виде конвективных струй и диапиров. В общем виде процессы, приводящие к изменению состава и структуры тектоносферы, сводятся к плавлению и кристаллизации, метаморфизму, метасоматозу и

разномасштабному движению вещества (конвекции, диапиризму, адвекции, хрупко-пластическим деформациям). Можно говорить о высокой тектоно-магматической активности недр на разных глубинных уровнях, охватывающих верхнюю мантию и земную кору. Степень активизации и ее глубинное выражение меняются во времени, что отражает динамику изменения глубинных физико-химических условий и состояния вещества в верхних оболочках Земли. Вероятно, справедлива точка зрения о “запаздывании” поверхностных тектонических процессов относительно их развития на глубине.

Деформационные процессы, метасоматические изменения и подплавление ксенолитов находятся в тесной взаимосвязи. В этом отношении ксенолиты представляют собой как бы микромодель соотношения тектоники и магматизма. Ясно, что каждый из этих процессов формирования геологических структур и вещественного состава недр существенно воздействует на другой и охватывает значительный интервал глубин.

Настоящая работа выполнена благодаря финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (Проект 93-05-9125).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Артюшков Е.В.* Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 455 с.
2. *Вишневский А.А., Колесник Ю.Н., Харьков А.Д.* О генезисе келифитовых кайм на пиробазах из кимберлитов // Минерал. журнал. 1984. Т. 6. № 4. С. 55 - 66.
3. *Геншафт Ю.С.* Включения глубинных пород и минералов в магматических породах: Ретроспективный библиографический путеводитель. М.: Наука, 1989. 175 с. (Отечественные и переводные издания на русском языке).
4. *Геншафт Ю.С.* Включения глубинных пород и минералов в магматических породах: Ретроспективный библиографический путеводитель. М.: ИФЗ РАН, 1991. (Часть II. Зарубежные издания). Выпуск 1, 212 с. Выпуск 2, 149 с. Выпуск 3, 138 с.
5. *Геншафт Ю.С.* Текстурированность глубинных ксенолитов как отражение динамических процессов в литосфере Земли // Физика Земли. 1993. № 10. С. 44 - 59.
6. *Геншафт Ю.С., Буданова К.Т., Киселев А.И., Копылова М.Г., Лутков В.С., Меляховецкий А.А., Попов А.М., Салтыковский А.Я., Соловьева Л.В., Спеццус З.В.* Вещественные модели земной коры и верхней мантии платформенных и складчатых структур СССР (на примере Памиро-Тянь-Шаня, Байкало-Монгольского региона и Сибирской платформы) // Глубинное строение территории СССР. М.: Наука, 1991. С. 156 - 185.

7. *Гениафт Ю.С., Салтыковский А.Я.* Температурные признаки эволюции рифтового режима континентов // Докл. АН СССР. 1985. Т. 283. № 5. С. 1256 - 1259.
8. *Гениафт Ю.С., Салтыковский А.Я., Будзинский Г., Гатинский Ю.Г., Егоров И.В., Осташкин И.М., Янев И.* Ультрабазиты верхней мантии магматически активных структур Земли // Исследования высокобарических минералов. М.: ИФЗ АН СССР, 1987. С. 3 - 24.
9. *Доусон Дж.* Кимберлиты и ксенолиты в них. М.: Мир, 1983. 300 с.
10. *Илупин И.П., Гениафт Ю.С.* О метасоматических замещениях пикроильменита в кимберлитах // Минерал. журнал. 1986. Т. 8. № 5. С. 65 - 72.
11. *Коваленко В.И., Цепин А.И., Ионов Д.А., Рябчиков И.Д.* Гранат-пироксеновая друза – пример флюидной кристаллизации в мантии // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280. № 2. С. 449 - 453.
12. *Копылова М.Г., Гениафт Ю.С.* Образование келифитовых кайм на кристаллах пиропса из ксенолитов вулкана Шаварын-Царам (Монголия) // Минерал. журнал. 1990. Т. 12. № 2. С. 29 - 38.
13. *Кучай В.К.* Поле тектонических напряжений, поверхности свободной мантии, сейсмичности и орогенез (на примере Средней Азии) // Геофизические поля и сейсмичность. М.: Наука, 1975. С. 144 - 158.
14. *Ласточкин С.В.* Сравнительный анализ вертикальных тектонических движений центральной части Байкальской рифтовой зоны и Забайкалья в связи с сейсмичностью // Геология и геофизика. 1975. № 9. С. 121 - 125.
15. *Леонов М.Г.* Внутренняя подвижность фундамента и тектогенез активизированных платформ // Геотектоника. 1993. № 5. С. 16 - 33.
16. *Леонов Ю.Г.* Тектонические критерии интерпретации сейсмически отражающих горизонтов в нижней коре континентов // Геотектоника. 1993. № 5. С. 4 - 15.
17. *Логачев Н.А., Владимиров Б.М.* Рифтогенез и кимберлитобразование // Проблемы кимберлитового магматизма. Новосибирск: Наука, 1989. С. 6 - 12.
18. *Лутков В.С.* Литосферные разрезы и магматизм тектонических структур Памиро-Тянь-Шаня (петрогеохимические аспекты) // Геохимия глубинного вещества Земли. Гл. VI. / Под ред. Б.Г. Лутца. М.: ИФЗ АН СССР, 1989. С. 170 - 212.
19. *Менакер И.Г.* Геотермобарометрия ультраосновных пород. Новосибирск: Наука, 1993. 121 с.
20. *Соколова Ю.Ф., Миронова Н.А.* Реологическая модель континентальной земной коры по данным сравнительного исследования метаморфических комплексов и коровых ксенолитов // Геотектоника. 1992. № 3. С. 17 - 26.
21. *Соловьева Л.В., Владимиров Б.М., Завьялова Л.Л.* Эволюция вещества верхней мантии на основании данных по глубинным ксенолитам из кимберлитов Сибирской платформы // Глубинные ксенолиты и строение литосферы. М.: Наука, 1987. С. 96 - 108.
22. *Соловьева Л.В., Завьялова Л.Л.* Слоистое строение мантийной литосферы под Сибирской платформой по петрологическим и геофизическим данным // Геодинамические исследования № 14. М.: МГК РАН, 1992. С. 21 - 34.
23. *Соловьева Л.Л., Семенова В.Г., Владимиров Б.М., Завьялова Л.Л., Баранкевич В.Г.* Стекла и закалочные фазы в ксенолите шпинелевого лерцолита из щелочных базальтоидов Токинского Становика // Докл. АН СССР. 1987. Т. 202. № 6. С. 1452 - 1456.
24. *Специус З.В., Серенко В.П.* Состав континентальной верхней мантии и низов коры под Сибирской платформой. М.: Наука, 1990. 272 с.
25. *Шпунт Б.Р.* Тектонические обстановки проявлений магматизма на востоке Сибирской платформы в неогее // Геотектоника. 1992. № 3. С. 45 - 63.
26. *Ave Lallement H.G., Mercier J.-C.C., Carter N.L., Ross I.V.* Rheology of the upper mantle // Tectonophysics. 1980. V. 70. № 1/2. P. 85 - 114.
27. *Boyd F.R.* Inflected and noninflected geotherms // Carnegie Inst. Wash.: Yearbook, 1976. V. 75. P. 521 - 522.
28. *Carswell D.A.* Garnet lherzolite thermobarometry: the demise of inflected upper mantle palaeogeotherms // Terra Cognita. 1987. V. 7. № 2/3. P. 352.
29. *Coisy P., Nicolas A.* Structure et geodynamique du mantean superien sous le Massif Central (France) d'apres l'etude res enclaves des basaltes // Bull. Miner. 1978. T. 101. № 4. P. 424 - 426.
30. *Dawson J.B., Gurney J.J., Lawless P.J.* Palaeogeothermal gradients derived from xenoliths in kimberlite // Nature. 1975. V. 257. P. 299 - 300.
31. *Finnerty A.A., Boyd F.R.* Thermobarometry for garnet peridotites: basis for the determination of thermal and compositional structure of the upper mantle // Mantle xenoliths / Ed. P.H. Nixon. N.Y.: Wiley, 1987. P. 361 - 402.
32. *Genshaft Ju.S., Saltykovskij A.Ja., Kramer W., Seifert W.* Spinell Lherzolite Xenoliths in tertiaren Basalten der Lausitz (DDR) und Probleme des Mantelmagmatismus // Z. geol. Wiss., 1985. Bd. 13. Hft. 5. S. 647 - 658.
33. *Green H.W., Gueguan Y.* Origin of kimberlite pipes by diapiric upwelling in the upper mantle // Nature. 1974. V. 249. P. 617 - 620.
34. *Gurney J.J., Harte B.* Chemical variations in upper mantle nodules from Southern African kimberlites // Phil. Trans. R. Soc. London, 1980. V. 297. № 1430. P. 273 - 293.
35. *Harte B.* Metasomatic events recirded in mantle xenoliths: an overview // Mantle xenoliths / Ed. P.H. Nixon. N.Y.: Wiley, 1987. P. 626 - 640.
36. *Ishibashi K.* Petrochemical studies of basic and ultrabasic inclusions in basaltic rocks from Northern Kyushu, Japan // Kyushu Univ. Fac. Sci. Mem. D. Geol. 1970. V. 20. № 1. P. 85 - 146.
37. *Lloyd F.E., Bailey D.K.* Light element metasomatism of the continental mantle: The evidence and the consequences // Phys. and Chem. Earth. Oxford etc., 1975. V. 9. P. 389 - 416.
38. *Mac Gregor I.D.* Petrologic and thermal structure of the upper mantle beneath South Africa in the Cretaceous // Ibid. P. 455 - 466.

39. *Mercier J.-C.C., Carter N.L.* Pyroxene geotherms // *J. Geophys. Res.* 1975. V. 80. № 23. P. 3340 - 3362.
40. *Nicolas A., Lucazeau F., Bayer R.* Peridotite xenoliths in Massif Central basalts, France: textural and geophysical evidence for asthenospheric diapirism // *Mantle xenoliths* / Ed. P.H. Nixon. N.Y.: Willey, 1987. P. 563 - 574.
41. *Nixon P.H., Davies G.R.* Mantle xenoliths perspective // *Ibid.* P. 741 - 756.
42. *Stosch H.-G., Lugmair G.W., Kovalenko V.I.* Spinel peridotite xenoliths from Tariat depression, Mongolia. II. Geochemistry and Nd and Sm isotope composition and their implications for the evolution of the subcontinental lithosphere // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1986. V. 50. № 12. P. 2601 - 2614.
43. *White S.H.* Difficulties associated with paleo-stress estimates // *Bull. Mineral.* 1979. V. 102. № 2/3. P. 210 - 215.

Рецензенты: Ю.Г. Леонов, А.Г. Коваленко

Structural and Compositional Transformations in the Platform Lithosphere as Indicated by Studied Xenoliths from Magmatic Rocks

Yu. S. Genshaft

Institute of Seismology of Joint Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow

The studied xenoliths from basalts and kimberlites originated from the platform magmatic activity show variable structural and compositional peculiarities. Compositional variations of minerals in these xenoliths suggest a heterogeneous thermal state of the platform tectonosphere affected by deformations and metasomatic processes, which result from the state of stress at the depth and heat-mass transfer. The results seem evidencing an active state of the platform tectonosphere that activates tectonic processes near to the surface.

УДК 551.243.8(575)

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ КОЛЛИЗИЯ ТАРИМСКОГО И КИРГИЗСКО-КАЗАХСКОГО ПАЛЕОКОНТИНЕНТОВ

© 1995 г. Ю. С. Бискэ

Геологический факультет Санкт-Петербургского университета, Санкт-Петербург

Поступила в редакцию 15.02.93 г.

Коллизия Таримского и Киргизско-Казахского континентов в среднем карбоне – ранней перми происходила в результате их касательного сближения, после закрытия палеоокеанического бассейна. Она выразилась: образованием серии покровных пластин, включающих осадки Таримской пассивной окраины, вулканиды и осадки внутриокеанического происхождения, офиолиты и субдукционные метаморфиты; складчатыми и надвиговыми деформациями этих пластин; горизонтальными изгибами и сдвигами, в основном левосторонними. Новейшие орогенические деформации смещают и частично дотраивают эти структуры. Коллизионные гранитоиды делятся на более ранние (I-, S-типы) и поздние (A-тип).

Исследование палеозоид Атбаши-Кокшаальской части Южного Тянь-Шаня, проведенные автором по программе Киргизского геодинамического полигона в 1989 - 1991 гг., позволило рассмотреть ранее опубликованные материалы и модели [2, 5, 17] под новым углом зрения [6, 9]. Согласно принимаемой здесь оценке событий, столкновение докембрийского Таримского континента и более молодого, посткаледонского материка, расположенного севернее, который можно называть Киргизским, Киргизско-Казахским континентом или Казахстаном, привело в позднем палеозое к образованию складчато-покровного сооружения восточной части Южного Тянь-Шаня – Атбаши-Кокшаальского региона (рис. 1) на месте окраин обоих континентов и исчезнувшего между ними бассейна океанического типа.

Палеомагнитные данные. Сравнение палеомагнитных широт [3, 7, 8, 18] указывает на ширину Туркестанского палеобассейна, в конце девона и начале карбона, не менее 1500 км (по разным данным, от 15° до 20° по широте). Первые признаки коллизии относятся к среднему карбону. В начале перми завершено образование осадков и вулканидов тылового прогиба Арпы–Джаман-Давана, расположенного на южную окраину Казахстана и запечатывающего коллизионный шов. Разность палеоширот этого прогиба с Таримом (район гор. Аксу) еще достигала 5°, и соответствующую величину сближения, если она не связана с ошибкой измерений, можно отнести за счет сжатия тылового прогиба и сдвигов северо-восточного направления на позднем этапе палеозойской коллизии и отчасти в кайнозое. Что касается палеомагнитных направлений, то сравнительно хорошо согласованные векторы для отложений D₃ - C₂ в районе Учкошкон–Аксу

(рис. 1) указывают на поворот этой части Таримской окраины, который начиная с позднего девона составил в магнитном поле Земли около 75° против часовой стрелки. Величина поворота относительно Казахстана неопределенна: для Срединно-Тянь-Шаньской окраины этого континента девонские векторы имеют резко различные направления, что может быть связано с вращением отдельных блоков в ходе последовавшей коллизии.

Этапы деформаций. Структура Атбаши-Кокшаальского региона обнаруживает до четырех типов образовавших ее деформаций, которые, с некоторыми оговорками, могут рассматриваться и как последовательные этапы ([2, 5, 15], рис. 2).

На первом этапе расслоение и многократное утолщение вулканогенно-осадочного слоя осуществляется путем образования серии тектонических покровов, пластин, чешуй, опрокинутых и сорванных складок [2]. Южное направление надвигания восстанавливается по преобладающему северному падению первичных надвиговых, а также пластовых поверхностей, что указывает на субдукцию Таримской плиты на север, под Казахстан.

Верхние покровы обычно субсогласны по отношению к слагающим их палеозойским толщам. Они сорваны по граптолитовым сланцам либо флишоидным карбонатно-песчано-глинистым осадкам силура. В вышележащей части стратиграфического разреза [2, 4] представлены пелагические глинисто-кремнистые отложения и внутриплитные основные вулканиды среднего палеозоя, как например в Ташрабатском покрове (рис. 3), что позволяет реконструировать область относительно глубоководную и с вулканическими поднятиями типа гайотов. Самое верхнее положение

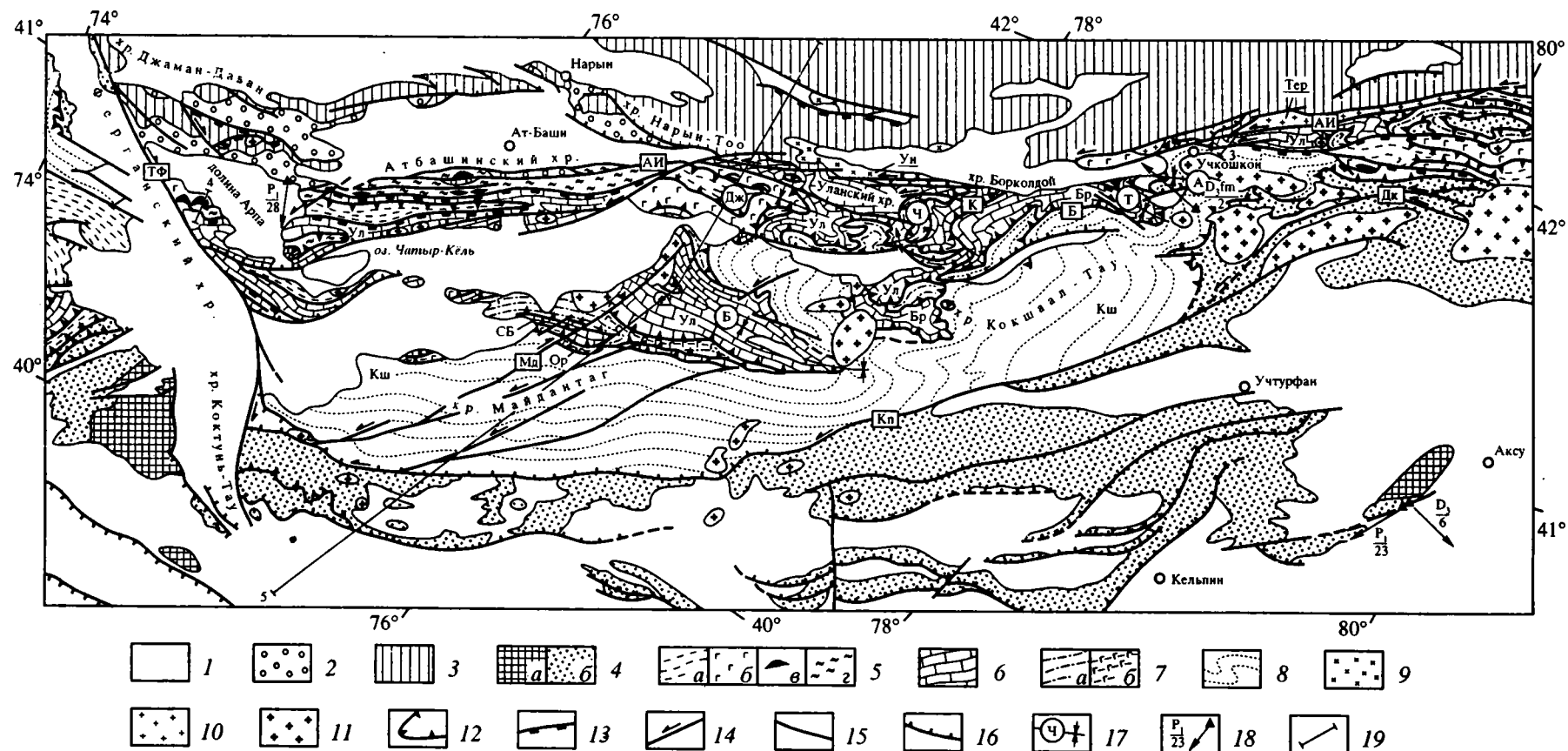


Рис. 1. Схема строения Кокшаальского герцинского коллизионного сооружения.

1 – постпалеозойский чехол; 2 – верхний палеозой тылового прогиба и окраинного вулканоплутонического пояса; 3, 4 – образования микроконтинентов: 3 – Киргизско-Казахского: каледонский фундамент и среднепалеозойские отложения шельфа, 4 – Таримского: выступы фундамента (а) и чехол, включая верхний палеозой внешней части передового прогиба (б); 5 – 8 – образования Кокшаальского складчато-надвигового пояса: 5 – верхние покровы: пелагические осадки (а), внутриплитные базальты (б), серпентинитовый меланж (в), метаморфические породы, включая эклогиты (z), 6 – средняя часть покровного комплекса: известняковые и базальтовые толщи карбонатных платформ, 7 – нижние покровы: пелагические (а) и базальтовые (б) толщи, 8 – параавтохтон, включающий отложения притаримского континентального склона и верхний палеозой внутренней части передового прогиба; 9 – 11 – коллизионные и постколлизионные гранитоиды: 9 – I-типа, 10 – S-типа, 11 – A-типа; 12 – 16 – тектонические разрывы: 12 – надвиги первого этапа, 13 – надвиги и взбросы последующих этапов, 14 – сдвиги, 15 – кайнозойские надвиги, 16 – прочие разрывы; 17 – синформные складки второго и третьего этапов герцинских деформаций; 18 – пункты палеомагнитных определений: стрелками указано направление вектора остаточной намагниченности, в том числе с обратной полярностью (в числителе – возраст серии проб, в знаменателе – палеоширота); 19 – линии профилей (рис. 3, 4, 5).

Буквами на схеме обозначены тектонические покровы и пластины: Ул – Уланский, Ор – Ортосуйская, Бр – Борколдойский, СБ – Сары-Белесская, Кш – Кокшаальский; буквами в прямоугольной рамке обозначены тектонические разрывы: ТФ – Таласо-Ферганский, АИ – Атбаш-Иныльчекский, К – Карасуйский, Б – Борколдойский, Мд – Майдантагский, Кп – Кипчакский, Дк – Джетыкайтский; буквами в кружках обозначены синформные складки: Т – Тезская, А – Акташская, Дж – Джаныджерская, Б – Бозойская, Ч – Чапыркорумская; подчеркнутыми буквами обозначены массивы гранитоидов: Ун – Уланский, Тер – Теректинский.

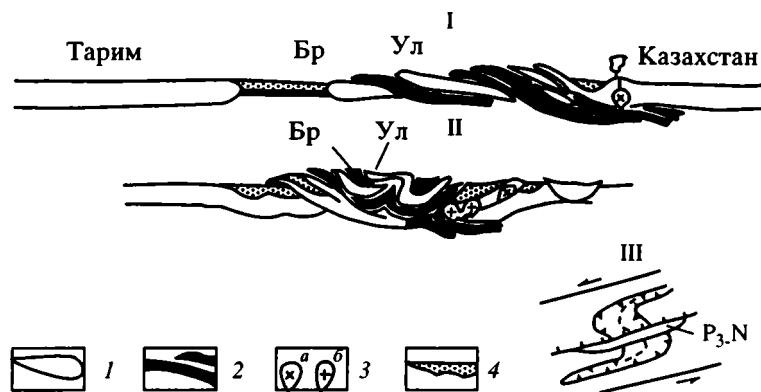


Рис. 2. Принципиальная схема последовательности деформаций в коллизионной структуре Кокшаала.

I – начало коллизии, формирование покровов 1-го этапа (конец среднего карбона); II – завершение 1-го этапа покровообразования, смятие покровов в син- и антиформы, ретро-надвиги 2-го этапа; III (план) – образование сдвигов и сигмоидальных складок 3-го этапа, наложенных на покровную структуру, и более поздних кайнозойских секущих надвигов.

I – континентальная кора и мелководные осадки; 2 – океаническая кора, офиолиты, батальные отложения; 3 – гранитоиды: I-типа, сопровождаемые вулканитами (а), S-типа (б); 4 – отложения передового и тылового прогибов. P₃-N – олигоцен-неогеновая континентальная моласса. Прочие обозначения показаны на рис. 1.

в покровной серии занимают пластины с флишными и карбонатными осадками, возможно, происходящими из области континентального склона Казахстана (Шириктинский, Иньильчекский и другие покровы). Небольшие фрагменты офиолитового меланжа, вскрываемые обычно в основании пластин последнего типа, допустимо рассматривать как главную сутурную зону, возникшую при коллизии континентов [16], хотя полных разрезов океанической коры в них не установлено. Покровы могут быть сложно дислоцированы и собраны (телескопированы) в серии тектонических чешуй, изредка с образованием по силурийским сланцам глинистого меланжа (рис. 3).

Ниже в первичной последовательности находятся карбонатные покровы (Уланский-Чакташский и Сарыбелес-Борколдойский), которые также разделены иногда пластиной вулканогенно-пелагических отложений (рис. 2). Они образованы, по-видимому, из чехлов двух (?) разных внутриморских известняковых платформ-террейнов, сорванных со своих оснований в разное время: верхний – в начале московского века, а нижний (Сарыбелес-Борколдойский) – в конце его. В девонской части разреза обоих покровов, хотя и на разных стратиграфических уровнях, также присутствуют потоки внутриплитных базальтов субщелочного состава и с повышенным содержанием титана. Именно по базальтам здесь произошли тектонические срывы, создавшие до 4 - 5 чешуй с контактами, почти параллельными пластинам. Примером может быть строение водораздела Учкельского хребта севернее пос. Учкошкон (рис. 4), где первичная последовательность покровов лишь частично перестроена поздними деформациями в долине р. Учкель.

Ниже карбонатных покровов еще раз вскрываются пластины со среднепалеозойскими пелагическими силицитами, сланцами и переотложенными известняками (Учкошконская единица, рис. 4). Они представляют наиболее приближенную к Тариму глубоководную зону за пределами турбидитных конусов пассивной окраины континента. Местами пелагические серии включают здесь остатки крупных базальтовых вулканических построек, увенчанных рифогенными известняками (как, например, пластина Ортосу в правых притоках р. Зап. Аксай). В других случаях осадки этой, самой южной в Кокшаале, зоны открытого моря удается обнаружить лишь в составе олистолитов, залегающих внутри кокшаальского верхнепалеозойского флиша (рис. 3), и тогда карбонатные покровы с большой, достигающей по крайней мере 50 км, амплитудой горизонтального перемещения к югу покоятся непосредственно на терригенных осадках континентального склона и подножия Тарима, входящих в Кокшаальскую структурную единицу. Этот Борколдойский надвиг оказывается резко секущим по отношению к структуре своего лежащего крыла, полого перекрывая ранее сформированные сжатые складки в бассейнах Узенгегуша, Пикертыка. Таким образом, продвижение покрова завершается здесь во втором этапе деформаций.

Кокшаальская структурная единица первоначально образована из серии крупных и более тонких пластин, сорванных в северной части преимущественно под пелагическими силицитами турне, а южнее – под песчаными турбидитами верхнего или среднего девона. Не исключено, что и здесь главная поверхность отслоения прошла по пластичной карбонатно-глинистой пачке верхнего силура,

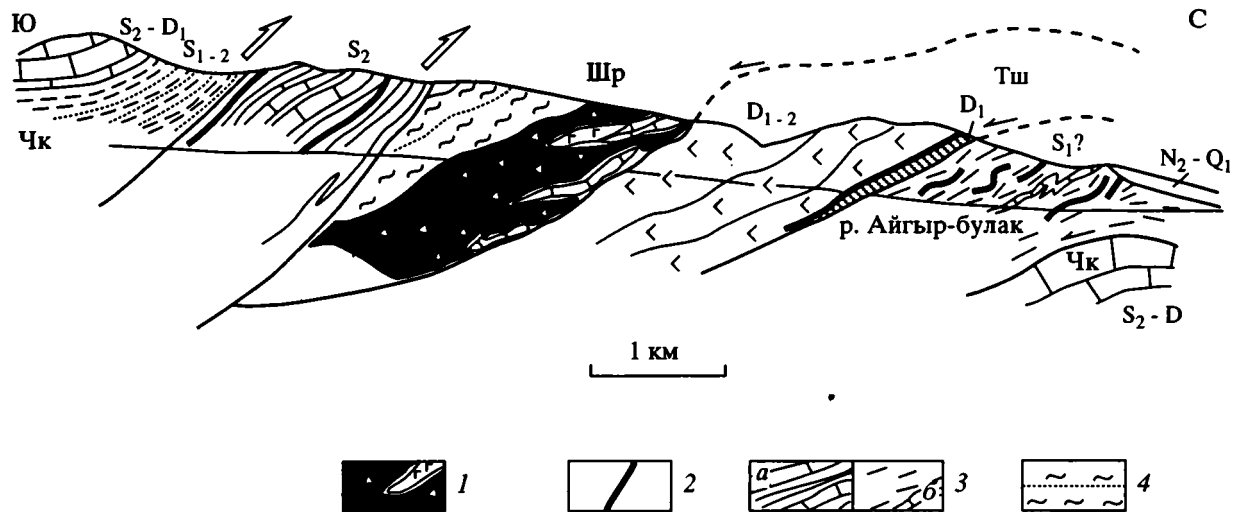


Рис. 3. Разрез по долине Айгырбулак в Ферганском хребте.

1 – серпентиниты, габбро; 2 – силлы габбро-долеритов; 3 – алевропелиты, известняки (а), в том числе тектонизированные (б); 4 – метаморфизованные сланцы, песчаники. Остальные обозначения показаны на рис. 4.

Положение разреза показано на рис. 1.

Буквами обозначены покровы: Чк – Чакташский, Тш – Ташрабатский, Шр – Шириктинский.

которая, однако, лишь местами выжата до современного эрозионного среза. Наконец, на крайнем востоке Кокшаальского хребта (р. Джангарт) виден надвиг Кокшаальской единицы на известняковую серию открытой части Таримского шельфа или залегающие на ней нижнепермские олистостромы.

Время продвижения покровов, определяемое по возрасту кровли автохтона, последовательно меняется от раннебашкирского для самых ранних из них, верхних по структурной позиции, до раннепермского (ассельского) для самых поздних. Ранние покровы сформировались еще до коллизий и к началу позднего карбона их структура может рассматриваться как аккреционная призма активной окраины Казахстана, или иначе – фронтальная, невулканическая островная дуга, подобная современным островам Ментавай–Тимор перед фронтом Зондской вулканической дуги. С тыловой, северной стороны эта структура была ограничена междуговым (тыловым) прогибом, который частично сохранился в хребтах Джаман-Даван–Нарын-Тоо и выполнен в основном верхнепалеозойским флишем и морской молассой. С фронтальной, южной стороны по крайней мере до московского века сохранялся унаследованный глубоководный бассейн, медленно заполнявшийся карбонатно-глинистыми и кремнистыми отложениями, а затем, в московском веке – позднем карбоне, быстро загруженный терригенными турбидитами и олистостромами. Надвиг невулканической дуги на эти осадки означал начало континентальной коллизии. Более поздние надвиги и покровы захватывают уже континентальный склон и под-

ножие Тарима, вместе с покрывающими их толщами верхнего карбона – нижней перми внутренней части тылового прогиба (кипчакская серия [2]). Внешняя его часть находится на территории Китая и заполнена осадками вплоть до верхней перми.

На втором этапе деформаций коллизионное сокращение пространства вызывает контрастные вертикальные движения, которые осуществились через образование продольных складок, наложенных на ранние покровы, и меньших по горизонтальной амплитуде надвигов, особенно обратных, северного направления, вызвавших в частности деформации моласс тылового прогиба. Складки этого типа до установления покровно-чешуйчатого характера структуры закартированы как простые крупные синклинали и антиклинали. Ориентировка палеомагнитных склонений для разновозрастных осадков, полученная в крыльях и в осевой части таких складок (после снятия современного наклона), должна быть одинакова, что и удалось показать для района Акташской синформы (рис. 1).

Ретро-надвиги особенно часто пересекают верхние, наиболее древние покровы, срезают косо к простиранию отдельные их чешуи, оставаясь в целом параллельными генеральному простиранию Атбаши-Иньльчекского коллизионного шва. Они хорошо выражены на северных склонах Атбашинского, Ферганского (рис. 3), Уланского хребтов и далее к северо-востоку вдоль южного крыла этой шовной зоны (рис. 4). Для них характерны срывы вблизи подошвы известняков верхнего силура – девона, которые при этом надвинуты часто на более древние силурийские толщи. Серпентинитовый меланж (р. Атбаши–хр. Джаныджер) или просто

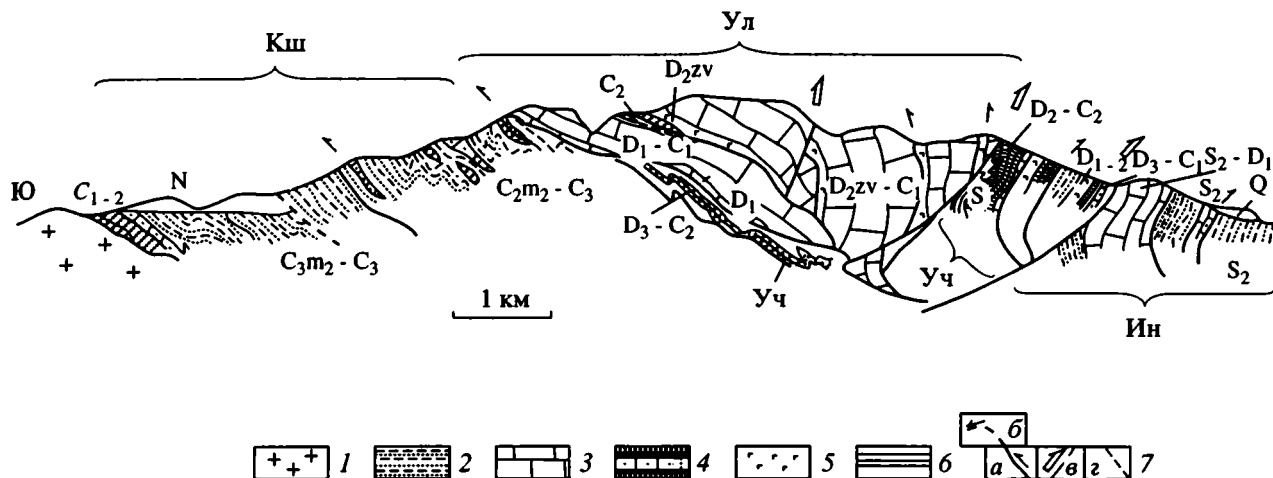


Рис. 4. Разрез через Учкельский хребет севернее пос. Учкошкон. 1 – пермские А-граниты; 2 – 6 – палеозойские осадочные и вулканогенные толщи: 2 – песчано-глинистые флишевого типа, 3 – мелководные известняковые, 4 – пелагические кремнистые, глинистые, карбонатные, в том числе в олистолитах, 5 – базальты и вулканокластические образования, 6 – граптолитовые сланцы; 7 – тектонические разрывы, в том числе надвиги 1-го этапа (а) и их реконструкция выше денудационного среза (б), надвиги, частично со сдвиговой компонентой, 2-го этапа (в), кайнозойские надвиги (z). Положение линии разреза показано на рис. 1. Буквами обозначены покровы и пластины: Кш – Кокшаальский, Ул – Уланский (Учкельская пластина), Уч – Учкошконский, Ин – Иньльчекский.

линзы растертых серпентинитов обычно проявляются вдоль этих надвигов, хотя начало деформаций глубинного расслоенного комплекса габбро и гипербазитов скорее относится к первому этапу шарьирования. Местами серпентиниты надвинуты на осадочное заполнение тылового прогиба [16], и сами надвиги явно играли роль в рельефообразовании.

В восточной части Кокшаала, примерно от меридиана пос. Учкошкон, надвиги северного направления охватывают и запрокидывают почти всю структуру бывшего внешнего шельфа и склона Таримского континента и даже часть фундамента, протерозойские пластины которого, по устному сообщению Е.В. Христова, надвинуты на перекрывавшие их осадки (на правом берегу р. Джангарт).

Содержание третьего этапа образуют поздние и наиболее отчетливые деформации – горизонтальные складки (с разворотом вокруг крутонаклонных шарниров) и диагональные сдвиги. Складки этого типа – крупные, плавные, исключительно S-образные (сигмоидальные), наложенные на ранние надвиги и складки второго этапа. Особенно эффектен разворот в горизонтальной плоскости осевой линии Чакыркорумской синформы в Джаньджерском-Борколдойском хребтах [3]. Такая форма складок естественна в обстановке коллизии при левостороннем относительном движении континентальных блоков. По направлению векторов остаточной намагниченности для фамен-турнейских отложений в двух пунктах хр. Борколдой (р. Ашусу и р. Кайче) предварительно подтверждается постседиментацион-

ный разворот пластов в горизонтальной плоскости. Палеомагнитные направления для раннепермской морской молассы тылового прогиба (Арпинская морская моласса тылового прогиба (Арпинская впадина), полученные нами в двух пунктах, также отличаются от данных по пермским отложениям Таримского шельфа, и для их совмещения требуется допустить левый поворот Арпы на 44° в ходе последующих фаз коллизии [4]. Те же движения отражаются в значительном преобладании левых сдвигов по всей территории Атбаши-Кокшаальского пояса. Амплитуда отдельных сдвигов обычно не превышает нескольких километров, однако в сумме они создают еще заметное меридиональное сжатие и широтное растяжение верхней части осадочного слоя коры, превращаемого в гранитно-метаморфический. Ориентировка большинства сдвигов составляет 50° - 70° СВ, реже встречаются субширотные разрывы с левосторонним смещением, например Карасуйский сдвиг в междуречье Чакыркорум-Туюк-Чакыркорум (рис. 1). Сдвиги этой системы, меняя свое направление, могут переходить в надвиги, по которым гасится горизонтальная их амплитуда. Эти крутые надвиги плохо различимы с надвигами второй группы. Атбаши-Иньльчекский коллизионный шов приобрел свой современный облик в основном на этом этапе движений: состоит он, фактически, из системы левых сдвигов и сопряженных с ними надвигов, обращенных на север (рис. 1, 4) и секущих коллизионные гранитные массивы пермского возраста. Те же сдвиги и надвиги преобладают в северном крыле шва, в структуре осадочного покрова южного

шельфа Казахстана (Срединный Тянь-Шань). Левосторонние смещения характерны также для южного склона Кокшаала. По-видимому, самым южным в этой динамической системе являются субпродольный "Кипчакский разлом" [10] вдоль южного подножия хребтов Коктунь-тау и Майдантаг и оперяющие его с севера многочисленные, прекрасно выраженные диагональные нарушения. Левосторонние северо-восточные смещения по некоторым из них откартированы на киргизской территории, однако здесь по крайней мере в одном случае отмечен и правый сдвиг – Мюдюрюмский, с амплитудой 4 км, так что приходится говорить скорее о клинообразных структурах. Крупный левый Джетыкайтский сдвиг, составляющий продолжение Кипчакского, описал Е.В. Христов (Материалы, к сожалению, остались не опубликованы) на левобережье р. Сарыджаз. Этот сдвиг смещает упомянутые уже пластины древнего фундамента Тарима. Кипчакский разлом на значительном протяжении превращен в кайнозойский надвиг. В более внутренней части континента (хр. Кельпинтаг) домезозойские нарушения, по-видимому, незначительны и замаскированы кайнозойскими коллизионными нарушениями.

Правые сдвиги северо-западного направления и небольшой амплитуды (1 - 2 км) проявляются иногда в динамопаре с левыми, но не сопоставимы с ними по протяженности. Исключением является лишь региональный Таласо-Ферганский сдвиг с правым смещением, в котором явно присутствует послепалеозойская составляющая, но основная фаза движений завершает герцинскую коллизию. Амплитуда сдвига определяется в 190 км по смещению главного коллизионного офиолитового шва (Атойнаско-Атбашинско-Иныльчекский сегменты этой линии), в 150 км по смещению северной границы кокшаальского девонского флиша Таримской окраины и менее 100 км по границе шельфовой зоны Тарима и Сулутерекского массива, продолжающего континент в юго-западном крыле сдвига.

Повторная коллизия Тарима с северной Евразией, проходившая в позднем кайнозое в форме континентальной субдукции в северном направлении, вызвала деформации, которые во многом повторяют герцинские и местами прямо их продолжают (рис. 1, 5). Это относится, прежде всего, к надвигам субширотного и восток-северо-восточного простирания, отделяющим неотектонические поднятия от депрессий. Кайнозойские повторные смещения по сдвигам хорошо изучены для Таласо-Ферганского разлома, вероятны для зоны Атбаши-Иныльчекского шва и продольных разрывов южного подножия Кокшаала. С другой стороны, имеются примеры торцового пересечения альпийскими надвигами герцинских структур – особенно там, где ранее проявились гори-

зонтальные S-образные складки (рис. 2), как в случае Тезской или уже упомянутой Чакыркорумской синформы. Горизонтальных кайнозойских смещений при этом не происходит. Подобные примеры иллюстрируют самостоятельность герцинских послепокровных нарушений (второго - третьего этапов), их палеозойский возраст и особенности герцинской геодинамики, не воспроизведенные при повторном сжатии. Это важно отметить, поскольку относительный вес кайнозойского элемента в тектонике Южного Тянь-Шаня иногда переоценивается [14]. Добавим еще, что верхнепалеозойские толщи тылового прогиба и окраинного вулканического пояса в районе хребтов Джаман-Даван-Нарын-Тоо отделены от кайнозоя резкими угловыми несогласиями, которые вызваны, очевидно, сжатием и надвигами второго и особенно третьего этапов деформаций. Именно с этим коллизионным сжатием в основном должно быть связано выклинивание указанных линейных зон и общее сужение структуры Южного Тянь-Шаня к востоку.

Метаморфические и магматические события в связи с герцинской коллизией. Эти события выстраиваются в определенной последовательности. Наиболее ранним из них можно считать метаморфизм высоких давлений, который проявлен вдоль Атбаши-Иныльчекского шва и особенно в атбашинском метаморфическом комплексе, где достигает уровня эклогитов. Эклогиты северного подножия Атбашинского хребта образованы скорее всего еще на стадии аккреции под активной окраиной Казахского континента в начале карбона, в результате субдукции океанических базальтов [1, 11]. Регрессивный метаморфизм этих пород, достигающий зеленосланцевой фации, происходил одновременно с их выдавливанием к поверхности и образованием меланжа северного склона Атбашинского хребта, в котором эклогиты перемешаны с метаосадочными породами, вулканитами в низкой степени метаморфизма и серпентинитами. Эти события можно отнести к первому этапу покровообразования в конце раннего - начале среднего карбона. Сами атбашинские эклогиты вскрываются в составе сильно сжатой при дальнейшей коллизии, поставленной субвертикально линейной структуры. Однако пластины метаморфических пород зеленосланцевой и более низкотемпературных фаций местами наблюдаются как верхние члены в сериях тектонических покровов раннего коллизионного этапа. Примеры таких соотношений можно видеть на южном склоне Атбашинского хребта, в западном Джаныджере и в Ферганском хребте (горы Тегерек), где подобный пакет покровов дополнительно удвоен надвигами второго - третьего этапов (рис. 3).

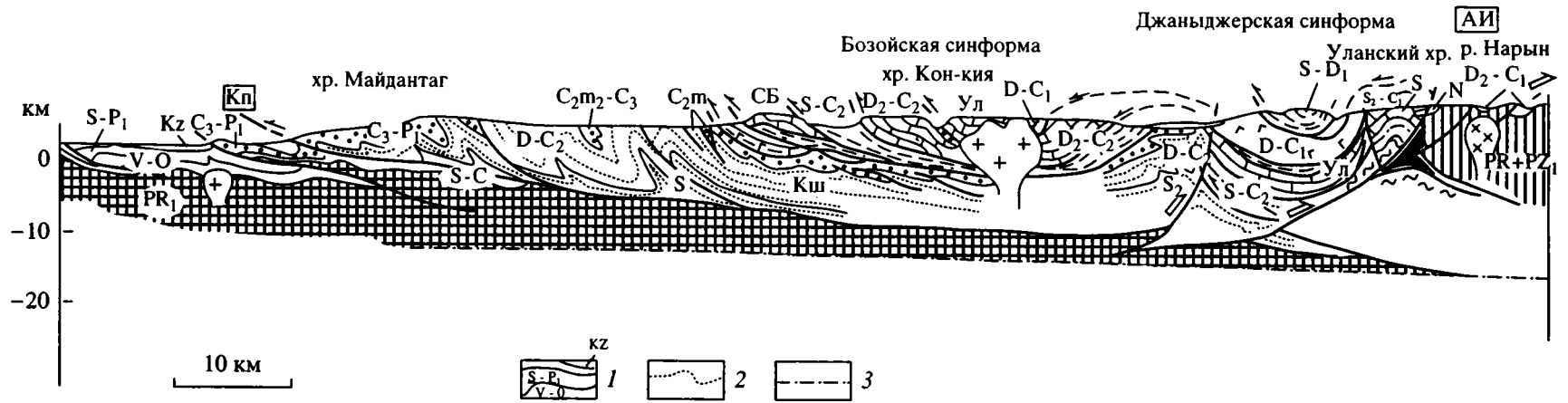


Рис. 5. Экстраполированный на глубину профиль через Кокшаальское коллизийное сооружение.

1 – отложения, образующие платформенные чехлы Тарима и Казахстана; 2 – флишево-олистостромовая формация в кровле некоторых покровов и в передовом прогибе; 3 – подошва гранитного (“гранодиоритового”) слоя – по Геологической карте Киргизской ССР м-ба 1 : 500 000, 1980 г.); остальные обозначения показаны на рис. 1, 4, там же показано положение профиля.

Повышение температуры при ретраградном метаморфизме, возможно, удастся увязать и со становлением интрузий габбро-гранитного состава, относящихся к I-типу¹ и расположенных в северном крыле Атбаши-Иныльчекской шовной зоны. Их раннеколлизийный возраст (средний карбон [12]) подтвержден калий-аргоновыми определениями по амфиболу и биотиту для сонкульского комплекса гранитоидов². Основная фаза коллизии, с континентальной субдукцией, образованием продольных син- и антиформ и с последующими сдвигами, выразилась в размещении коровых, S-типа гранитов теректинского комплекса. Эти граниты также в основном встречаются севернее Атбаши-Иныльчекской границы, но местами прорывают и палеозой верхних южнотяньшаньских покровов. В низовьях р. Каракол с ними связан зональный прогрессивно-метаморфизованный комплекс по палеозойскому и более древнему субстрату. Метаморфические изменения во вмещающих породах происходили с расщеплением (течением) и сопровождалось образованием полосчатости и катаклазом в самих гранитах. В целом S-граниты скорее залечивают коллизийный шов, и в итоге их массивы приобрели резко удлиненную форму (особенно Теректинский массив в бассейне р. Иныльчек), хотя поздние левые сдвиги и кайнозойские надвиги их смещают.

Самые поздние по времени внедрения, пермские граниты и сиениты кокшаальского-суртекинских комплексов [12, 13] по своим петрологическим особенностям относятся к "анорогенному", или А-типу и включают нефелиновые и рапакивиобразные разновидности. Анорогенная природа этих интрузий подтверждается отсутствием стрессовых текстур и относительно изометричной формой интрузивных тел, хотя горообразование скорее всего продолжалось и после их становления. Массивы смещены разрывами, по которым установлены лишь сдвиги конца палеозоя (3 этап) и кайнозойские движения. Гранитоиды А-типа распространены главным образом внутри Атбаши-Кокшаальского герцинского коллизийного комплекса, не проявляя сколь-нибудь отчетливого порядка в размещении, а их аналоги появляются как внутри древнего Казахстана, так и местами на прилегающей окраине Тарима [10, 12, 13].

¹ Типичные I-граниты представлены в Уланском массиве. Раннюю его фазу составляют габброиды, включая габбро-нориты, позднюю – амфибол-биотитовые гранодиориты и тоналиты. Эволюция химического состава отвечает тренду известково-щелочной серии. Отношения Rb/Sr, Rb/Y + Nb, Nb/Y характерны для гранитоидов островных дуг и частично для активных окраин континентов, с чем согласуются и другие геохимические признаки.

² 309 - 321 млн. лет: пробы Д.В. Конопелько из амфиболовых гранитов Восточноуланского массива, определение отдела изотопной геологии ВСЕГЕИ.

Вулканы верхнего палеозоя, известные вдоль южного края Киргизско-Казахского континента, образуют восточное продолжение известного Бельтау-Кураминского окраинного пояса. Однако их здесь много меньше: это лишь толща вулканических брекчий в среднем карбоне хр. Джаман-Даван и разнообразные по кремнекислотности пермские известково-щелочные эффузивы и туфы того же района.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Атбаши-Кокшаальское герцинское коллизийное сооружение, компактное, но с четко выраженной полярностью структуры, хорошо развитой первичной (допокровной) зональностью, с отчетливой последовательностью деформаций, включая субпродольные сдвиги, с характерным метаморфизмом и гранитоидным магматизмом, представляет один из лучших в Евразии полигонов для изучения континентальной коллизии. Обратим внимание на отличие этого сегмента центральноазиатских герцинид от более западного, Туркестано-Алайского, где отсутствует типичный докембрийский континент-форланд (Тарим) и место его занимает вовлеченный в покровную структуру осадочный чехол Алайского микроконтинента [5]. Вследствие этого пояс Алайских герцинид расширяется, в сравнении с Атбаши-Кокшаальским, и непосредственно соприкасается с Гиссаро-Зеравшанскими структурами, которые, по нашему мнению, имеют уже обратную, северную вергентность ранних надвигов, связанную с субдукцией под вулканический пояс Южного Гиссара. Наоборот, в Восточном Тянь-Шане герциниды Кокшаала, меняя простирание на восточное и юго-восточное, почти исчезают близ оз. Баграшкель (Боздон), а положение шовной зоны между Таримом и Казахстаном здесь трудно указать в точности. Если мы не ошибаемся с оценкой ширины среднепалеозойского океана, разделявшего эти два континента, то речь должна идти именно об исчезновении здесь северной пассивной окраины Тарима (и передового прогиба?), а не о первичной, допалеозойской связи континент на востоке. Вероятной причиной является континентальная субдукция Тарима к северу (в сочетании с левыми сдвигами), в основном герцинская.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бакиров А.Б., Котов В.В. Эклогитоносные метаморфические формации – показатели зон сочленения древних континентов // Докембрий и нижний палеозой Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1988. С. 4 - 24.
2. Бискэ Ю.С., Зубцов С.Е., Поршняков Г.С. Герциниды Атбаши-Кокшаальского района Южного Тянь-Шаня. Л.: Изд. Ленинград. ун-та, 1985. 189 с.

3. Бискэ Ю.С., Комиссарова Р.А., Талашманов Ю.А. О палеозойских горизонтальных движениях северной окраины Таримского континента по палеомагнитным данным // Вестн. СПбУ. 1993. Сер. 7. Вып. 1. С. 71 - 77.
4. Бискэ Ю.С., Табунс Э.В. О происхождении контрастной вулканической серии девона Атбаш-Кокшаальского региона (Южный Тянь-Шань) // Докл. АН СССР. 1991. Т. 320. № 6. С. 1428 - 1432.
5. Буртман В.С. Структурная эволюция палеозойских складчатых систем. М.: Наука, 1976. 162 с.
6. Замалетдинов Т.С., Осмонбетов К.О. Геодинамическая модель развития земной коры Киргизии в фанерозое // Советская геология. 1988. № 1. С. 66 - 75.
7. Клишевич В.Л., Ржевский Ю.С., Родионов В.П., Храмов А.Н. Раннепермская реконструкция тяньшаньской части Палеотетиса по палеомагнитным данным // Советская геология. 1992. № 12. С. 43 - 50.
8. Клишевич В.Л., Храмов А.Н. Реконструкция Туркестанского палеоокеана (Южный Тянь-Шань) для раннего девона // Геотектоника. 1993. № 4. С. 66 - 75.
9. Мухин П.А., Абдуллаев Х.А., Минаев В.Б., Христов С.Е., Эгамбердыев С.А. Палеозойская геодинамика Средней Азии // Советская геология. 1989. № 10. С. 47 - 58.
10. Синицын В.М. Северо-западная часть Таримского бассейна. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 249 с.
11. Соболев Н.В., Шацкий В.С., Бакиров А.Б., Гильберт А.Э. Эклогиты и глаукофановые сланцы Тянь-Шаня // Эклогиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях. Новосибирск: Наука, 1989. С. 83 - 107.
12. Соломович Л.И., Трифонов Б.А. Магматизм и оруденение эпохи герцинской активизации в Тянь-Шане (к востоку от Ферганского разлома) // Геологическая служба Киргизии. Фрунзе: Илим, 1990. С. 124 - 137.
13. Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии. Фрунзе: Илим, 1982. Кн. 2. 244 с.
14. Хаин В.Е., Яблонская Н.А. О различиях в поверхностной и глубинной структуре Западного и Восточного Тянь-Шаня и их возможной причине // Докл. АН СССР. 1987. Т. 292. № 1. С. 175 - 178.
15. Христов Е.В. Новые данные о возрасте и тектонической позиции палеозойских отложений горного массива Хан-Тенгри // Докл. АН СССР. 1989. Т. 306. № 1. С. 166 - 168.
16. Христов Е.В., Христова М.П. Структурное положение и особенности строения офиолитов восточной части Южно-Тяньшанского пояса // Геотектоника. 1978. № 5. С. 72 - 83.
17. Эктова Л.А., Бельговский Г.Л. Основные черты палеозойской структуры восточной части Южного Тянь-Шаня // Геотектоника. 1980. № 6. С. 62 - 71.
18. Bai Y., Chen G., Sun Q., Sun Y., Li Y., Dong Y., Sun D. Late Paleozoic polar wander path for the Tarim platform and its tectonic significance // Tectonophysics. 1987. V. 139. P. 145 - 153.

Рецензент: В.С. Буртман

Late Paleozoic Collision of the Tarim and Kirghiz-Kazakh Paleococontinents

Yu. S. Biske

Geological Faculty of Sant-Petersburg State University, Sant-Petersburg

The Middle Carbiniferous – Early Permian collision of the Tarim and Kirghiz-Kazakh continents resulted from their tangent convergence after closing of an oceanic paleobasin. It is manifested in information of the thrust sheet system comprising sediments of the Tarim passive margin, volcano-sedimentary intrabasinal units, ophiolites, and metamorphic rocks of subduction zones. This system experienced folding, nappe deformations, horizontal bending, and mainly sinistral strike slips. The recent orogenic movements further deform and partly reorganize these structure.

УДК 551.24(264)

СТРОЕНИЕ РАЙОНА ЮЖНОГО ОКОНЧАНИЯ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА (ТРОЙНОЕ СОЧЛЕНЕНИЕ БУВЕ)

© 1995 г. А. А. Пейве, А. С. Перфильев, Ю. М. Пушаровский, В. А. Симонов,
Н. Н. Турко, Ю. Н. Разницын

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 12.09.94 г.

В статье освещается строение района тройного сочленения Буве, находящегося на крайнем юге Атлантического океана и изученного российско-итальянской экспедицией на НИС "Академик Николай Страхов" в 1994 г. Современная структура тройного сочленения начала формироваться не более двух миллионов лет назад. Здесь происходит встречная проградация структур Американо-Антарктического и Африкано-Антарктического хребтов с ассимиляцией структуры срединного хребта Атлантики. Приводятся оригинальные батиметрическая и морфоструктурная карты, а также ряд магнитных профилей. Столь подробные работы в указанном районе выполнены впервые.

ВВЕДЕНИЕ

В океане есть несколько районов, где имеет место сочленение трех ветвей Мировой рифтовой системы. Они называются точками "тройного сочленения". Механика взаимодействия и геометрия структур в районах тройного сочленения исключительно сложны. Одним из таких районов является район о-ва Буве, расположенный на крайнем юге Атлантики, где сопрягаются три системы хребтов: Африкано-Антарктический со скоростью спрединга 17 мм/год, Американо-Антарктический – 18 мм/год и Срединно-Атлантический (южный сегмент) – 32 мм/год.

Теоретические представления о геодинамике района о-ва Буве изложены в ряде публикаций [4 - 7, 11 - 14, 16]. Несмотря на проведенные работы, осталось еще много неясностей в геологии и геодинамике тройного сочленения Буве. Это относится как к самой структуре района, так и к последовательности протекавших здесь тектонических событий.

Для решения этих вопросов в 1994 г. на судне "Академик Николай Страхов" (рейс 18) были проведены совместные российско-итальянские исследования (ГИН РАН, Институт морской геологии, Болонья). Работы проводились в рамках проекта "Глубинные геосферы" комплексной программы "Мировой океан" (руководитель проекта Ю.М. Пушаровский) и программы изучения границ Антарктической плиты (руководитель Э. Бонатти). Район исследований показан на рис. 1. Были отработаны два полигона, один из которых расположен на юго-западе Африкано-Антарктического хребта, а другой – на крайнем юге Срединно-Атлантического хребта. Отметим, что предшествовавшие построения [9] основывались не мелкомасштабных

работах и исходили из чисто геометрических соотношений. При этом априори допускались любые совершенно неожиданные и нигде ранее не описанные геодинамические трансформации и движения.

Наши исследования были относительно детальными, и в результате на обоих изученных полигонах были получены новые существенные батиметрические, магнитометрические, гравиметрические и драгировочные данные. Настоящая статья посвящена строению и геодинамике второго полигона, охватывающего южную оконечность Срединно-Атлантического хребта и прилежащие района.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Главным структурным элементом полигона является рифтовая зона Срединно-Атлантического хребта, которая прослеживается через его центральную часть с юго-юго-восточным простиранием (рис. 1). Юго-западный угол полигона захватывает коленообразную в плане морфоструктуру, соединяющую антарктический разлом Конрад с южной частью Срединно-Атлантического хребта. К юго-востоку от изученной акватории расположен разлом Буве, протягивающийся на северо-восток вплоть до сочленения с рифтом Буве. В полигон входит также северо-западная часть хребта Шпис, который, по мнению некоторых исследователей, может рассматриваться как крайний из сегментов Африкано-Антарктического хребта [16].

При анализе строения рассматриваемого района использован весь доступный комплекс дистанционных методов, обычно применяемых при морских геологических исследованиях. В первую очередь, к ним относятся батиметрическое картирование. При анализе батиметрической карты (рис. 2) мы исходили из того, что главным

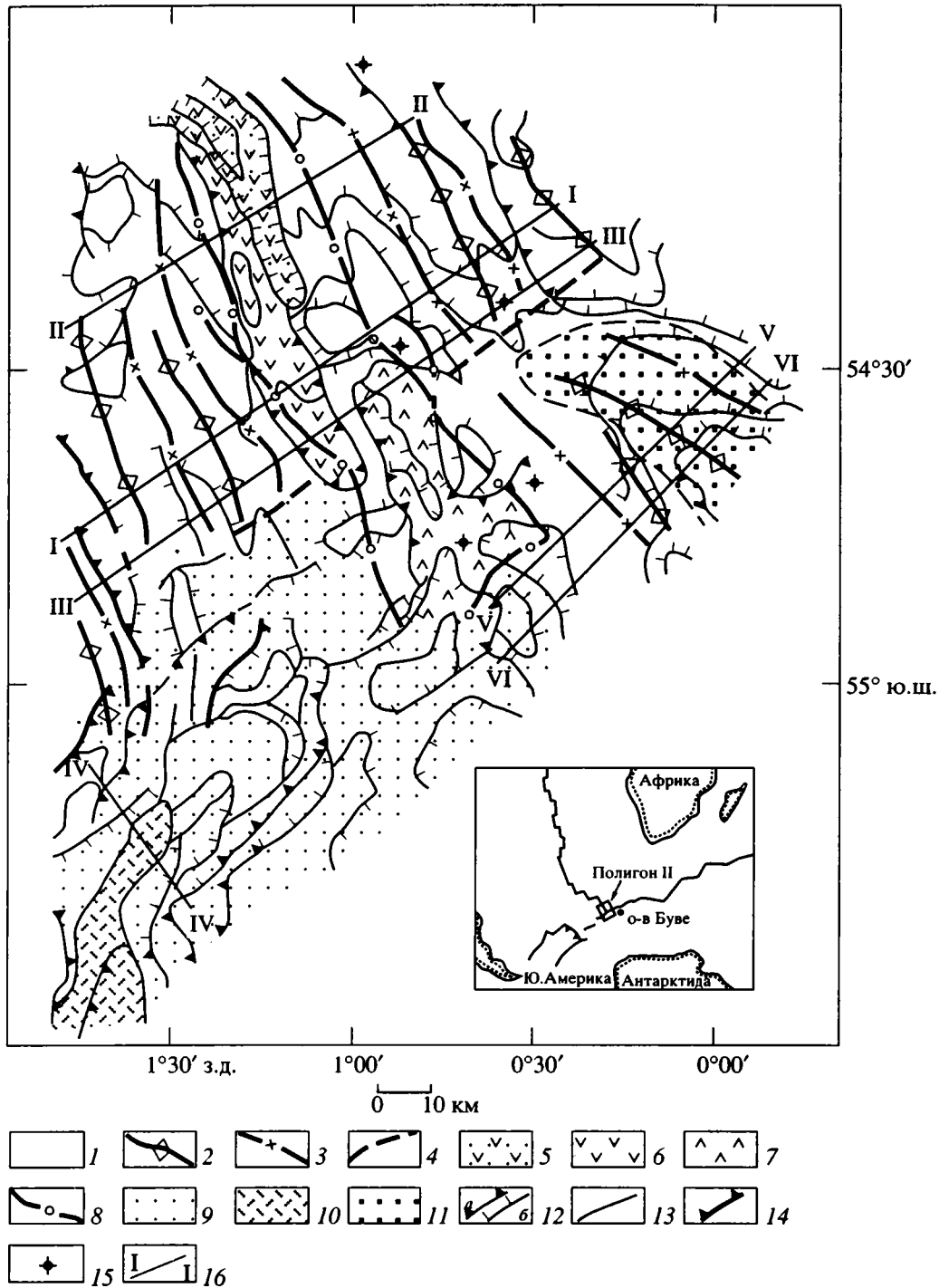


Рис. 1. Структурно-тектоническая схема района южного окончания Срединно-Атлантического хребта.

1 - 4 - Атлантический сегмент: 1 - фланги рифтовой зоны, 2, 3 - оси магнитных аномалий: 2 - положительных, 3 - отрицательных, 4 - поперечная зона распространения мелких отрицательных магнитных аномалий; 5 - 8 - рифтовая зона Срединно-Атлантического хребта: 5 - северный, 6 - центральный и 7 - южный рифты, 8 - внутренняя граница градиентной зоны нулевой магнитной аномалии; 9, 10 - область южного обрамления Атлантического сегмента: 9 - зона переработки атлантических морфоструктур и разрушения магнитного поля, 10 - положительная (нулевая?) магнитная аномалия; 11 - область распространения магнитного поля хребта Шпис в юго-восточном обрамлении Атлантического сегмента; 12, 13 - границы тектонических уступов: 12 - верхняя (а - крутых, б - пологих), 13 - нижняя; 14 - крутые тектонические уступы и щели, наложенные на структуры Атлантического сегмента; 15 - мелкие конусовидные горы (вулканические конусы?); 16 - линии модельных магнитных профилей (рис. 3 - 9). Исходные магнитные данные обработаны Н. Зителлини (Институт морской геологии г. Болонья, Италия). На врезке показан район работ.

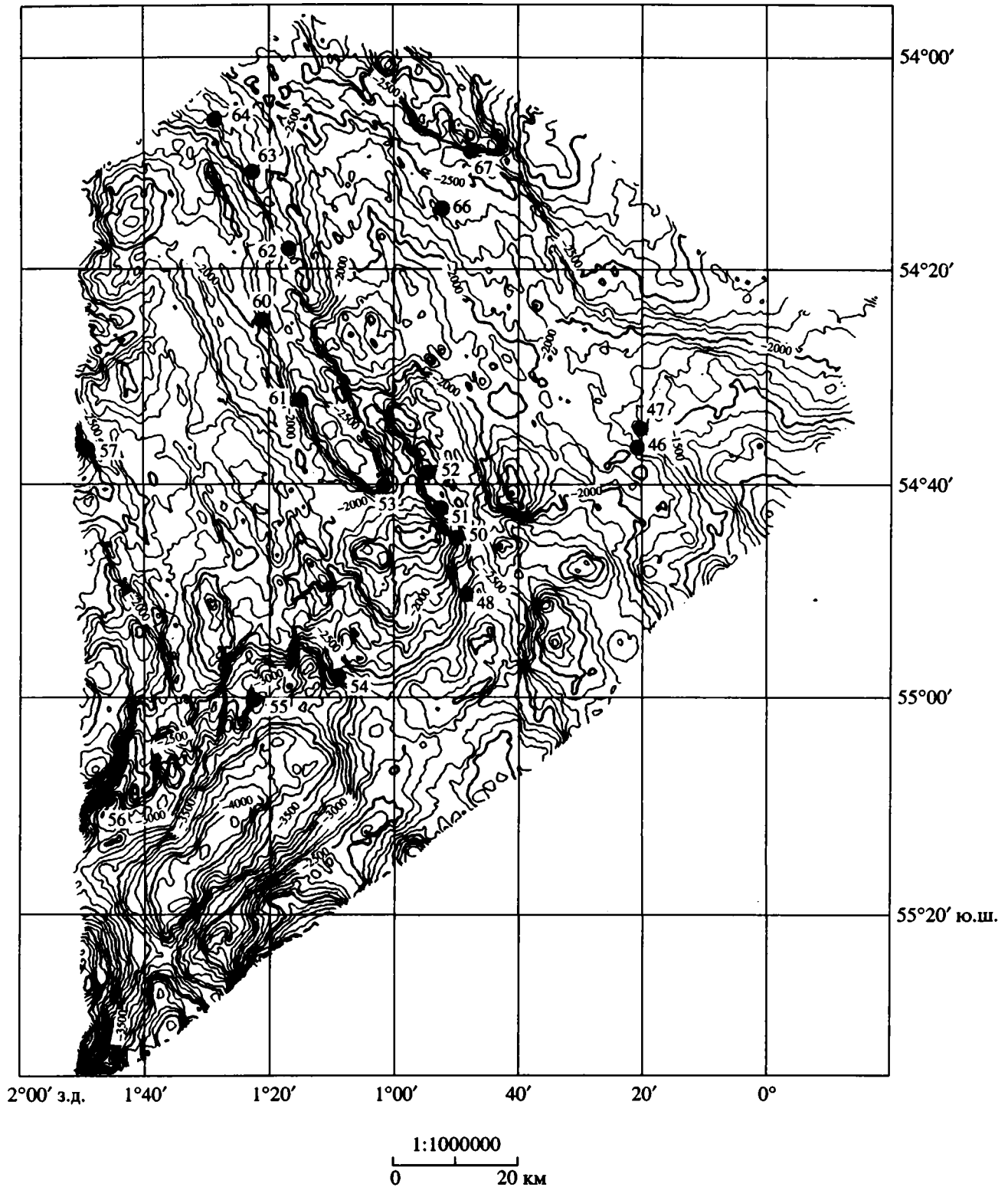


Рис. 2. Батиметрическая карта полигона II района южного окончания Срединно-Атлантического хребта. Точки с номерами – станции драгирования 18-го рейса НИС “Академик Николай Страхов” с каменным материалом. Карта построена путем компьютерной обработки (М. Лиджи, Институт морской геологии г. Болонья, Италия) на станциях Микровакс 3100/76 и Сан Спарк 10 первичной цифровой информации с многолучевого эхолота.

рельефообразующим фактором является тектонический, а вулканические и эрозионные формы рельефа имеют подчиненное значение. На рис. 1 показаны структурные линии, отражающие градиентные зоны изменения угла наклона склонов (линии перегибов склонов, резкого из выполаживания, крутые уступы, эскарпы и т.д.). Во многих случаях эти структурные линии совпадают с изолиниями рельефа, но не менее часто оказываются секущими. Таким образом, одно из отличий батиметрической карты от морфоструктурной состоит в том, что на первой главным является показ изменения глубины поверхности дна, а структурная карта отражает изменение градиента наклона этой поверхности. Соответственно, эти карты не дублируют, а дополняют одна другую.

В соответствии с этим принципом выделены две категории структурных линий. Линии, по которым наклон превышает 25° , показаны залитыми треугольниками, а линии, отражающие меньший наклон склона в градиентной зоне, — бергштрихами. В обоих случаях структурная линия проводится по верхней кромке зоны с большим наклоном (градиентной зоны), а частота треугольников и бергштрихов отражает качественно больший или меньший угол наклона в пределах выделенной категории. В ряде случаев для характеристики структуры показаны линии, отражающие резкий переход от крутого склона к значительно менее крутому или почти горизонтальному (простые линии). Нам представляется, что при такой методике удастся избежать субъективности в разделении таких структур, как разломы, флексуры или просто структурные перегибы, и изменения наклона структурных поверхностей.

Площадные магнитометрические, батиметрические гравиметрические исследования проведены через 2 мили по профилям, ориентированным вкострест простирания рифтовой системы. Работы НСП, проведенные по этим профилям, показали почти полное отсутствие здесь осадочного чехла.

На исследованной площади было поднято 19 драг с коренными породами. Материал собран вдоль всей рифтовой системы. Осуществлено два поперечных драгировочных профиля на севере и на юге района.

СТРОЕНИЕ ОСНОВНЫХ СТРУКТУРНЫХ ЗОН

В пределах рассматриваемого района выделяются три главные группы структур. Большую северную часть полигона занимает южный сегмент Срединно-Атлантического хребта. В юго-западной части выделяется крупный прогиб северо-восточного простирания, названный нами Граничным, обрамленный с северной и южной сторон комплексами связанных с ним деструктивных структур, образующих в совокупности широкую

зону переработки коры Срединно-Атлантического хребта. В восточной части района располагается северо-западное окончание хребта Шпис, который не относится к атлантическим структурам, а представляет новообразованный элемент в области преобразования Срединно-Атлантического хребта.

Рифтовая зона Срединно-Атлантического хребта протягивается почти через весь район с устойчивыми юго-восточными простираниями. В ее пределах выделяются три рифтовых прогиба: северный, центральный и южный, заходящие своими концами один за другой.

Северный и центральный прогибы структурно тесно связаны между собой. Северный прогиб “вложен” в центральный, отделяясь от него небольшой структурной перемычкой. При этом ось северного прогиба смещена относительно оси центрального на восток. Морфоструктурные взаимоотношения центрального и северного прогибов косвенно указывают на их некоторую разновозрастность. Представляется, что северный прогиб отражает более поздний этап развития единой рифтовой зоны, сопровождавшийся небольшой структурной перестройкой. Оба рифта имеют четко выраженные крутые центриклинали коробчатой формы. Борты центрального прогиба в южной части также крутые, но севернее они выполаживаются. Северный прогиб имеет пологие борты, а его ось полого погружается в северном направлении. Несколько севернее рассматриваемого района (за пределами полигона) этот рифт смещается трансформным разломом. Ось центрального прогиба полого погружается в противоположном, южном, направлении.

Южный прогиб кулисообразно надставляет центральный рифт, отделяясь от него четко выраженным в рельефе узким линейным поднятием с крутыми склонами. Прогиб имеет коробчатую асимметричную форму с крутой центриклиналью и крутым западным бортом и более пологим восточным. В самой южной части прогиб раздваивается. Западная ветвь полого раскрывается на юг и смыкается со структурами южного обрамления Срединно-Атлантического хребта, имеющими почти поперечное северо-восточное простирание. Морфологически эта зона сочленения четко не выражена. Восточная ветвь, полого погружаясь, продолжается с юго-восточным простиранием структур до хребта Шпис. Важно отметить, что по морфологии не удается выделить сколько-нибудь четких структурных элементов, объединяющих зону рифтовых прогибов в целом.

Северо-восточный фланг рифтовой зоны построен сравнительно просто. Здесь выделяется несколько пологих широких поднятий и прогибов, постепенно погружающихся в северо-западном направлении. В самой северо-восточной части этого района располагаются структуры того же

северо-западного простирания, которые под острым углом сочленяются со структурами, параллельными рифтам. Именно в этой части появляется достаточно выраженный осадочный чехол, и, по-видимому, здесь распространены наиболее древние участки коры Срединно-Атлантического хребта. Интересно отметить цепочку мелких округлых остроконечных поднятий, прослеживающихся в северо-восточном направлении поперек простираний основных структур. Не исключено, что эти поднятия представляют собой мелкие вулканические конусы, которые фиксируют поперечную зону, продолжающую на восток структурный перегиб между северным и южным рифтовыми прогибами.

Более сложно построен юго-западный фланг рифтовой зоны. Здесь, непосредственно к юго-западу от центрального рифта, выделяется линейное поднятие, ориентированное в едином со Срединно-Атлантическим хребтом направлении. Другое похожее поднятие расположено несколько южнее. В северо-западной части структура фланга осложнена несколькими положительными и отрицательными морфоструктурами, имеющими изометричную или слегка вытянутую в северо-восточном направлении форму. Нам представляется, что эти осложнения связаны с активной частью трансформного разлома, расположенного непосредственно северо-западнее.

В самой западной части Срединно-Атлантического хребта появляются очень крутые тектонические уступы и тектонические "щели", несомненно, отвечающие молодым разломам, рассекающим сравнительно пологие структуры хребта. Эти разломы, кулисообразно подставляя один другой, прослеживаются на юг и сливаются со структурами северо-восточной ориентировки, относящимися к ансамблю структур южного обрамления Атлантического сегмента.

Из описания видно, что по сравнению с северо-восточным флангом строение юго-западного фланга более сложное, что является результатом воздействия смежных структур трансформного разлома на севере и структур южного обрамления на юге. Намечаются и другие элементы асимметрии в строении флангов.

Сегменту Срединно-Атлантического хребта свойственна характерная картина симметричных линейных магнитных аномалий. Рифтовой зоне отвечает обширная положительная магнитная аномалия (нулевая). Если по морфологии рифтовая зона распадается на отдельные линейные прогибы, то в магнитном поле, напротив, конкретные прогибы не видны, но хорошо проявлена зона в целом. С юго-запада и северо-востока эта аномалия ограничена четкими градиентными зонами. По обеим сторонам видно симметричное нарушение единства этих градиентных зон, при котором от обеих пограничных гради-

ентных зон ответвляются быстро выклинивающиеся короткие дополнительные градиентные зоны. Причина этого нарушения неясна. Нулевая аномалия резко обрывается на юго-востоке в пределах Граничного прогиба, где она также ограничена четкой градиентной зоной. Южнее распространено мозаичное поле отрицательных аномалий.

К северо-востоку и юго-западу от нулевой аномалии прослеживаются чередующиеся положительные и отрицательные линейные магнитные аномалии, имеющие отчетливую симметрию как по интенсивности, так и по конфигурации. На юго-западном фланге выделяется шесть линейных аномалий, а на северо-восточном – четыре. Линейные магнитные аномалии флангов сменяются по направлению на северо-запад магнитным полем с аномалиями, вытянутыми в северо-восточном направлении (на юго-западном фланге), или аномалиями неопределенного простирания (на северо-восточном фланге). В этом отношении рисунок магнитных аномалий хорошо коррелируется с морфоструктурным рисунком и, видимо, имеет одинаковое происхождение. Взаимоотношение поля линейных аномалий с магнитным полем структур, обрамляющих Атлантический сегмент с юго-востока, будет рассмотрено ниже.

Мы провели математическое моделирование наблюдаемого магнитного поля по трем сечениям. Решение этой задачи осуществлялось на компьютере типа PC/AT по программе А.А. Булычева (МГУ), позволяющей в интерактивном режиме менять параметры модели и выбирать наиболее оптимальные по совпадению расчетного поля с наблюдаемым ("метод подбора"). Магнитоактивные тела аппроксимируются двумерными многоугольниками с постоянной намагниченностью. При моделировании были введены некоторые исходные данные и предположения. Было принято, что намагниченность каждого блока была постоянной и совпадала или была противоположна направлению нормального магнитного поля Земли ($T_0 = 30000$ нТл, $D_0 = 0$, $I_0 = -57$). Искомыми параметрами являлись размеры и расположение аппроксимационных многоугольников и в ряде случаев величина их намагниченности.

По существующим представлениям, главный вклад в локальное магнитное поле принадлежит вулканическим породам второго слоя океанической коры, поэтому при моделировании было принято, что верхняя кромка магнитовозмущающих масс отвечает поверхности дна (осадочный слой отсутствует). В соответствии с теорией спрединга была принята попеременная инверсия магнитного поля и симметричное распределение мощности и ширины магнитовозмущающих блоков. Была заложена мощность магнитовозмущающих вулканитов, равная примерно одному километру, что в целом отвечает реальным соотношениям.

Приблизительно такие мощности базальтового слоя (800 - 1100 м) вскрыты тектоническими нарушениями в западной и юго-западной частях Срединно-Атлантического хребта (станции драгирования S1857 и S1855). Выбранная мощность также не противоречит имеющимся данным по другим частям Срединно-Атлантического хребта. В соответствии с опубликованными данными скорость спрединга была принята равной 32 мм/год [16]. Ширина блоков магнитовозмущающих масс была приведена в примерное соответствие со скоростью спрединга и продолжительностью палеомагнитных эпох прямой и обратной полярности. К сожалению, в экспедиции не проводилось определение величины остаточной намагниченности. Поэтому мы приняли наиболее вероятные средние значения этого параметра, исходя из работ [2, 3, 8]. Эти величины указаны на прилагаемых графиках.

Сравнивая результаты по всем трем профилям, можно констатировать достаточно хорошее совпадение расчетных и наблюдаемых кривых при соблюдении указанных выше исходных параметров. Следует иметь в виду, что на величину

среднеквадратичного отклонения сильно влияет резкое несовпадение расчетных и наблюдаемых данных на краях профилей, что вполне естественно. На некоторых профилях видно незначительное систематическое отклонение расчетной и наблюдаемой кривой за счет несколько меньшей интенсивности магнитного поля как в положительных, так и в отрицательных аномалиях. Нам представляется, что это отклонение вполне объяснимо. Помимо лав второго слоя, некоторый вклад в локальное поле вносят подстилающие породы дайкового комплекса и габброиды (третий слой коры). Однако вводить эти данные в математическую модель нецелесообразно, так как параметры формы, мощности и величины остаточной намагниченности этих тел весьма неопределенны и допускают слишком произвольный подбор данных для моделирования.

Профиль 1 (центральное сечение) расположен в той части рифтовой зоны, где морфологически выражен только один рифт (рис. 3). Как видно из графиков, здесь наблюдается хорошее совпадение расчетной и наблюдаемой кривых как по форме, так и по значениям. Главный вывод из

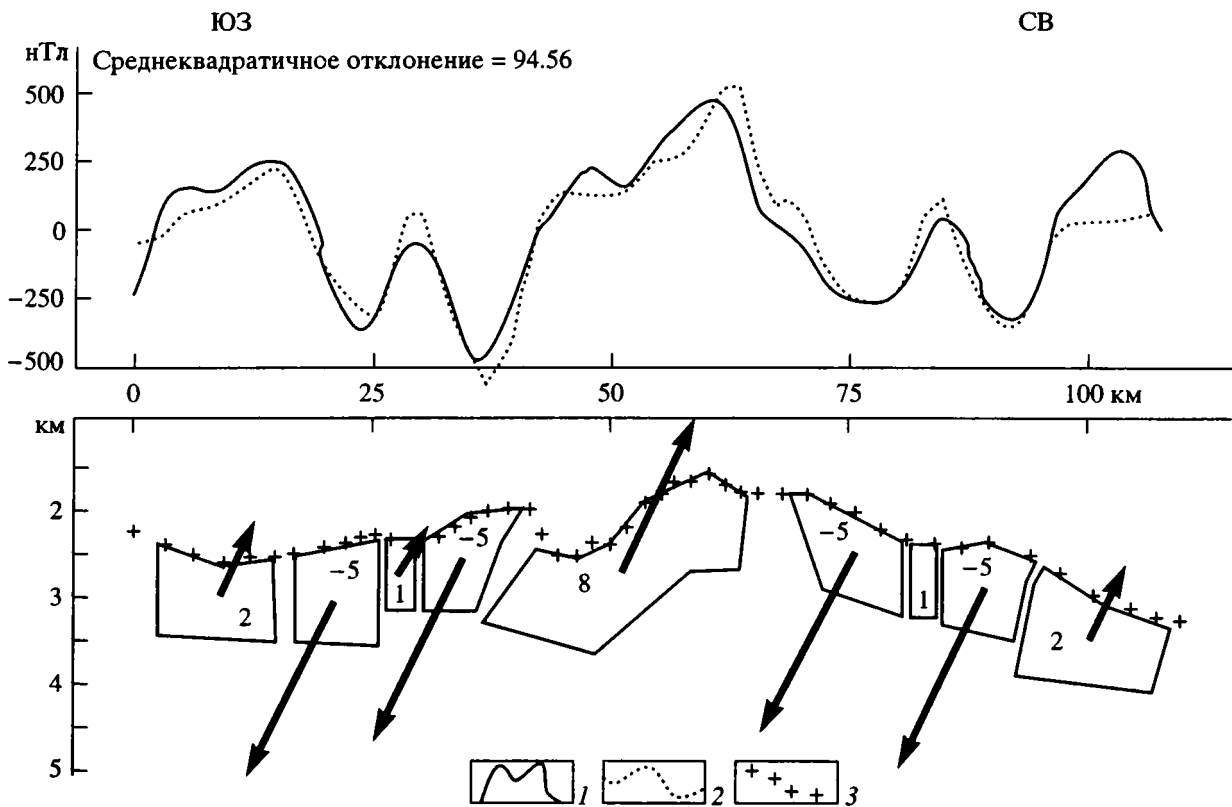


Рис. 3. Магнитный профиль I (вариант 1). 1 – наблюдаемая и 2 – расчетная кривые; 3 – рельеф дна. Стрелками показано направление вектора намагниченности (вверх – положительные значения, вниз – отрицательные), а цифрами – величина намагниченности моделируемых тел; многоугольники – моделируемые тела. Для моделирования использовалась компьютерная программа, написанная А.А. Булычевым (геологический факультет МГУ). Положение профиля см. на рис. 1.

этого профиля заключается в том, что магнитные данные не противоречат модели простого симметричного спрединга. Видно, что в рельефе рифт смещен к юго-западному краю зоны, но при этом магнитоактивный слой прослеживается с одинаковой мощностью под всем поперечником осевой зоны. Это может быть связано с перемещением оси магмовыведения в процессе формирования лав нулевой магнитной аномалии. В случае современной активности рифта следует ожидать меньшую мощность магнитовозмущающего слоя непосредственно под ним (подъем изотермы, превышающей точку Кюри). Поскольку этого не видно на расчетной кривой, активность рифта в данный момент маловероятна.

На рис. 4 приведен другой вариант модели, при котором получено практически полное совпадение расчетной и наблюдаемой кривых и исключена та систематическая ошибка, о которой говорилось выше, однако при этом пришлось изменить форму магнитных тел и нарушить симметрию спрединга. Разумеется, этот вариант также правомерен, но нам представляется, что первая модель ближе к реальной геологии.

Профиль II (северное сечение) был выбран в том месте, где в рельефе сходятся центральный и северный рифты (рис. 5). Как видно из графика, наблюдается хорошая сходимость модельной и

расчетной кривых в осевой аномалии и на юго-западном фланге. Это позволяет говорить, что магнитные данные не противоречат высказанному выше суждению о единстве структур центрального и северного рифтов, так как в модель заложено единое магнитное тело для обоих рифтов. Следующее из модели некоторое уменьшение мощности магнитовозмущающего тела под осью северного рифта можно интерпретировать как проявление магматической активности этой структуры в новейшее время.

На восточном фланге профиля при заложенных параметрах не удалось добиться сходимости расчетной и наблюдаемой кривых. Приходится признать, что аномальная картина восточного фланга связана с более глубокими магнитовозмущающими массами, не имеющими прямого геологического выражения.

В южном сечении (профиль III) (рис. 6) рифтовая зона состоит из двух параллельных рифтовых структур (центральной и южной). Профиль в этом сечении наиболее сложен для интерпретации. Он проходит в зоне, где происходит смена линейного магнитного поля Атлантического сегмента более сложными полями структур его южного обрамления. Поэтому многие линейные аномалии становятся менее интенсивными или вовсе отсутствуют. Вероятнее всего, с

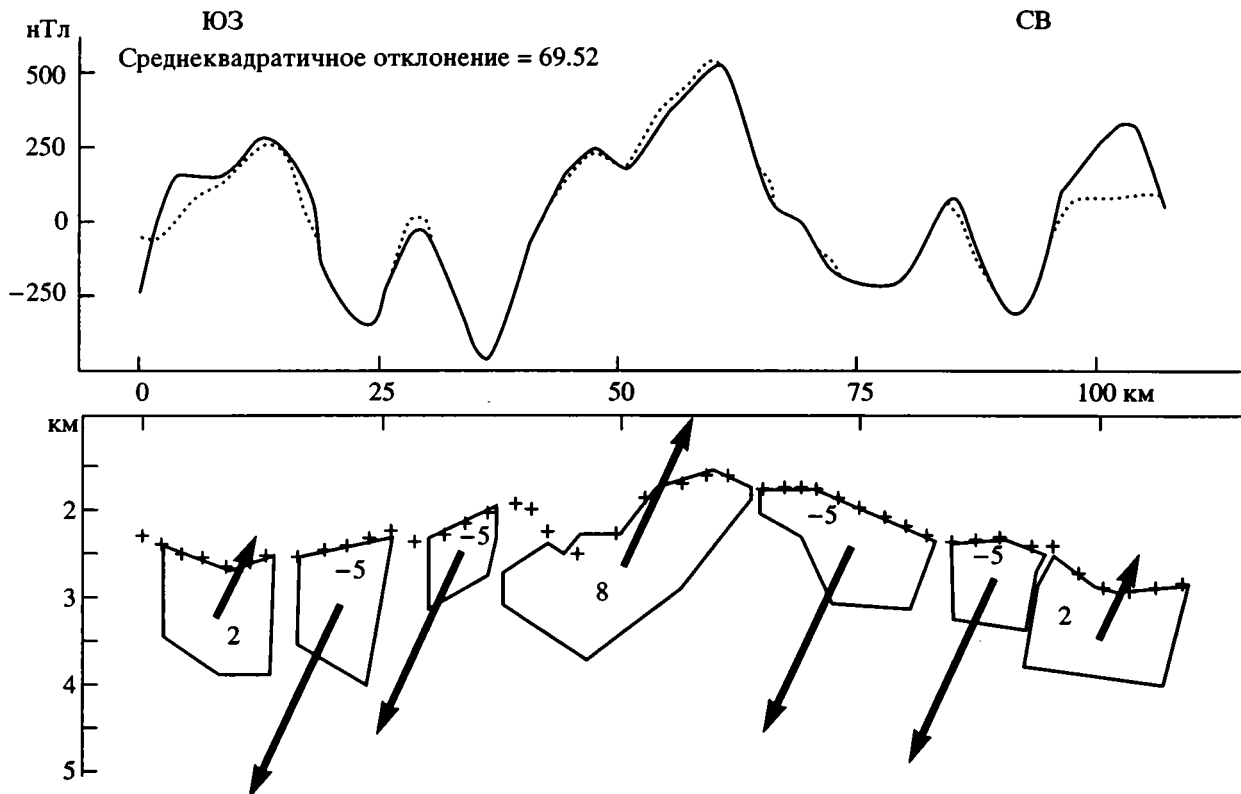


Рис 4. Магнитный профиль I (вариант 2). Условные обозначения см. на рис. 3, а положение профиля – на рис. 1.

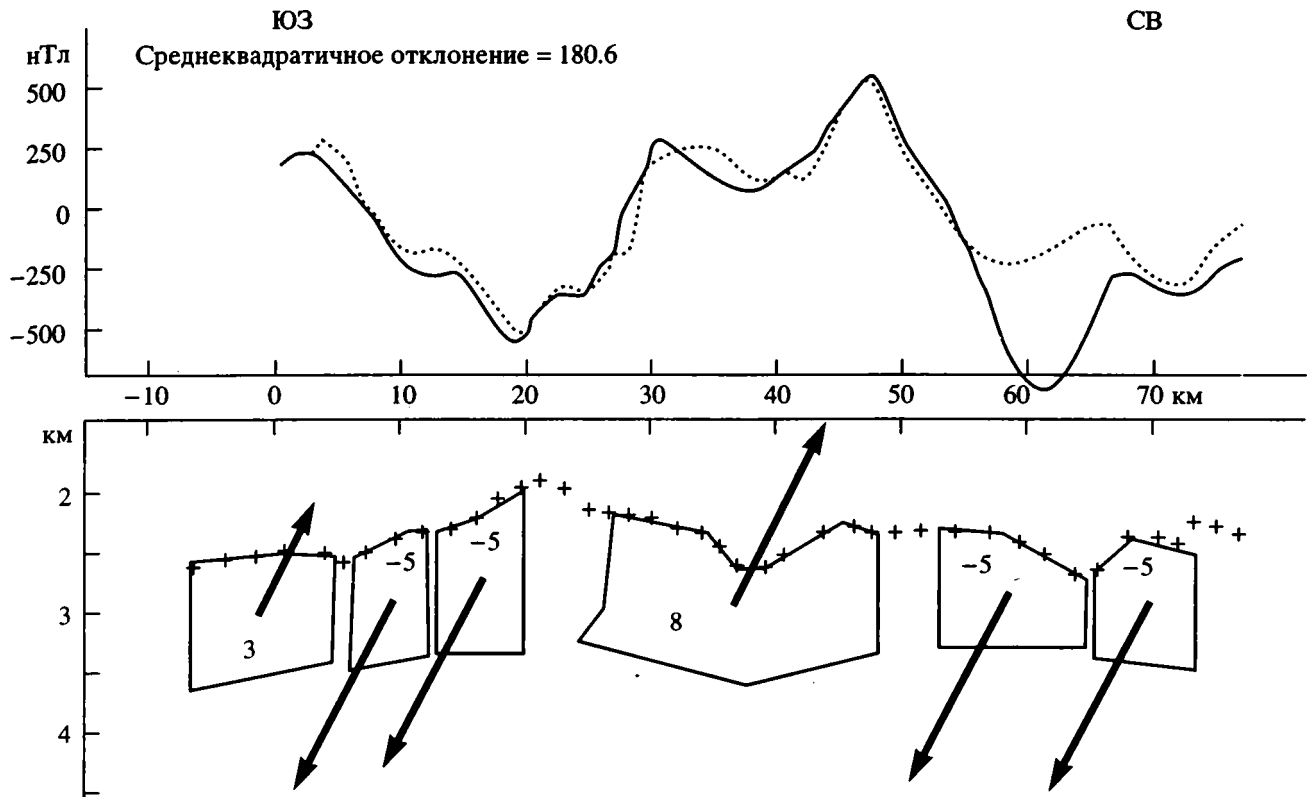


Рис. 5. Магнитный профиль II. Условные обозначения см. на рис. 3, а положение профиля – на рис. 1.

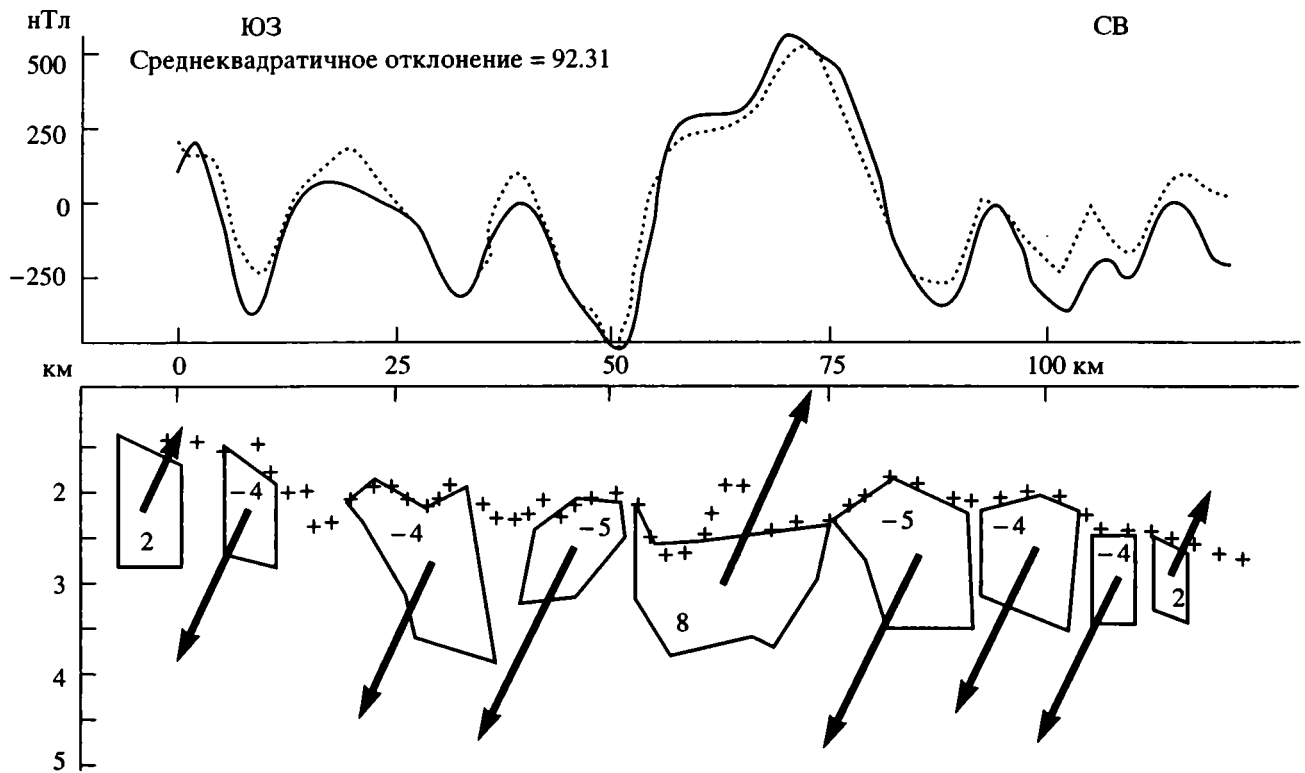


Рис. 6. Магнитный профиль III. Условные обозначения см. на рис. 3, а положение профиля – на рис. 1.

этим обстоятельством связано исчезновение симметрии на флангах рифта и отсутствие четких положительных аномалий линейного типа. Сечение было выбрано для анализа рифтовой системы в зоне перекрытия двух рифтов.

Удалось добиться хорошей сходимости наблюдаемой и расчетной кривых, не изменяя существенно заданные параметры (мощность магнитных тел, интенсивность остаточного намагничивания и элементов симметрии в структуре поля). По морфологии в рифтовой зоне выделяется два рифтовых прогиба, разделенных узким линейным хребтом. Моделирование магнитного поля показывает, что разделяющий хребет вряд ли целиком сложен лавами с прямой намагниченностью. Приходится предположить, что он хотя бы частично сложен слабо магнитными или обратно намагниченными лавами. Разумеется, смоделировать реальную форму такого тела очень трудно и можно лишь говорить о принципиальной возможности существования остаточной перегородки между этими двумя зонами магмовыведения на каких-то этапах их развития в новейшее время. Важно, что взаимоотношение двух параллельных рифтов на юго-востоке и на северо-западе рифтовой зоны, скорее всего, было различным. Такой вывод подтверждает предположение, высказанное при анализе морфоструктуры.

Драгировки в южном сегменте Срединно-Атлантического хребта проводились вдоль рифтовой зоны таким образом, чтобы более или менее равномерно охарактеризовать все три рифтовые прогиба. В северной части района были проведены также драгировки вкост простирания структур на западном и на восточном флангах рифтовой зоны. Во всех этих драгах из рифтовой зоны подняты только свежие, часто со стеклом, базальты.

В южном рифтовом прогибе преобладают мелкопорфиромые свежие базальты со стеклом. Это преимущественно мелкопорфиромые гиалобазальты с фенокристами плагиоклаза (до 1.5 мм) и оливина (до 1 мм) в стекловатой основной массе. В целом среди кристаллических фаз в базальтах явно преобладают плагиоклаз и оливин. Клинопироксен встречается в единичных случаях и обычно располагается в основной массе, значительно реже формирует микрофенокристы. Менее распространены и подняты только из самой южной части рифта вариолитомые базальты. Ранее вариолитомые базальты на этом участке Срединно-Атлантического хребта не отмечались.

В центральном рифтовом прогибе наблюдаются в основном мелкопорфиромые оливиновые базальты, что отличает этот прогиб от южного, где среди фенокристов преобладает плагиоклаз с подчиненным количеством оливина.

В северном рифтовом прогибе главную роль среди поднятого материала, в отличие от южного и центрального прогибов, играют крупноплагиоклазпорфиромые базальты с размерами фенокристов плагиоклаза до 1.5 см, занимающих иногда до 50% от всего объема породы. В самой южной части северного прогиба вблизи его центриклинали в драге AG32-2 ранее были описаны оливиновые базальты, сходные с базальтами, типичными для центрального рифтового прогиба [11]. Возможно, такая конвергенция характерна для перекрывающихся частей рифтов, но не исключено также, что в случае некоторой разновозрастности и "вложенного" характера северного прогиба драгировался участок склона, принадлежащий более ранней "оливин-базальтовой" стадии развития рифта.

В результате сравнения каменного материала, отобранного на всем протяжении современной рифтовой зоны, видны достаточно четко отличия базальтов разных конкретных прогибов. Прежде всего, базальты существенно различаются по минеральному составу и размерам фенокристов. В южном прогибе преобладают плагиоклаз-оливиновые мелкопорфиромые, в центральном – оливиновые микропорфиромые, в северном явно доминируют крупнопорфиромые, в основном плагиоклазовые, с резко подчиненной ролью оливина базальты.

На восточном фланге при переходе от центра рифтовой зоны к периферии закономерно меняются некоторые свойства базальтов. Прежде всего это касается особенностей фенокристов. Изменяются как минеральные ассоциации: плагиоклаз (резко преобладает) + оливин → плагиоклаз + оливин (практически в равных соотношениях) → плагиоклаз + оливин + клинопироксен, так и размеры фенокристов, которые уменьшаются. Также растет степень изменения пород с преобразованием базальтов на самой удаленной к востоку станции в фактически хлорит-эпидотовый агрегат с сосюритизированными плагиоклазовыми фенокристами.

В самой западной от рифтовой зоны станции также преобладает плагиоклаз-клинопироксен-оливиновая ассоциация. В то же время, несмотря на сходные черты, базальты крайней западной точки (S1857) в определенной мере отличаются от пород крайней восточной станции северного профиля (S1867). Отличительной особенностью западного фланга северного разреза является появление на поверхности дна океана более глубоких горизонтов океанической коры по сравнению с рифтовой зоной и восточным ее флангом. На станции S1857 подняты среднезернистые долеритомые порфириты "дайкового комплекса". Эта станция приурочена к основанию крутого и глубокого тектонического уступа, отвечающего

одному из молодых разломов, накладывающихся на структуры Срединно-Атлантического хребта, в связи с их переработкой в ходе формирования структур южного обрамления Срединно-Атлантического хребта. Следует полагать, что именно с этим связано выведение на поверхность дна более глубоких горизонтов океанической коры. На это же указывает интенсивная раздробленность базальтов, которые в ряде случаев превращены в брекчии.

В результате изучения каменного материала видна отчетливая смена минеральных парагенезисов фенокристов в базальтах от плагиоклаз-клинопироксен-оливиновой ассоциации на флангах северного разреза к резкому преобладанию плагиоклаза в центре современной рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта. Можно сделать вывод, что магматические системы в северном сегменте развиваются с явным повышением роли плагиоклаза во времени. Идет эволюция расплавов с насыщением алюминием в аномальных и не характерных в целом для Срединно-Атлантического хребта количествах. Возможно, это связано с изменением условий кристаллизации. Увеличение интервалов между поступлением порций магмы в промежуточные магматические камеры приводит к кумулятивному осаждению там плагиоклаза. Не исключено, что следующий цикл поступления расплава из мантии приводит к быстрому подъему расплавов из промежуточных камер с флотацией кумулятивного плагиоклаза. Изменение условий кристаллизации совпадает по времени с продвижением в этот район рифтовых сегментов Африкано-Антарктического и Американо-Антарктического хребтов и превращением его в область тройного сочленения.

Таким образом, южная часть Срединно-Атлантического хребта характеризуется в общем нормальным строением, свойственным срединным хребтам атлантического типа. Об этом говорит морфология структур, распределение магнитных аномалий, исключительное базальтовый магматизм и молодой возраст базальтов в рифтовой зоне. Несколько выпадает из классической схемы сложное распределение конкретных рифтовых впадин, частично перекрывающих одна другую, хотя подобные явления известны и в других частях Срединно-Атлантического хребта. Очень важно, что конкретные рифтовые впадины заметно различаются по составу базальтов даже при самом беглом их анализе. Разумеется, окончательные выводы будут сделаны только после детального изучения вещества, но можно предполагать, что некоторые особенности базальтового магматизма, как и особенности тектонических структур, связаны с положением этого сегмента в области тройного сочленения разных по характеру срединных хребтов.

Структуры южного обрамления Срединно-Атлантического хребта. Главный структурный элемент области южного обрамления Срединно-Атлантического хребта – глубокий линейный прогиб северо-восточного простирания (**Граничный прогиб**), расположенный в юго-западной части исследованного района. По своей глубине, крутизне тектонических склонов юго-западная часть этой структуры не имеет аналогов на юге Срединно-Атлантического хребта. Она не может рассматриваться в качестве стандартного трансформного разлома, так как под косым углом соединяет рифтовые зоны Срединно-Атлантического и Американо-Антарктического хребтов. Ниже мы покажем и другие отличия этого прогиба от стандартной трансформы. К системе юго-западного обрамления относится также прогиб, расположенный непосредственно южнее и заходящий в пределы исследованного района только своей самой северной частью. Мы называем его Меридиональным прогибом. К этому же структурному ансамблю мы относим сложную систему разломов и связанных с ними структур, распространенных севернее Граничного прогиба и накладывающихся на структуры Срединно-Атлантического хребта.

Граничный прогиб имеет коробчатую форму с крутым юго-восточным крылом и крутой центриклиналью. Северо-западное крыло осложнено системой фестончатых структур. От Меридионального прогиба Граничный прогиб отделен структурной перемычкой. Хотя прогиб резко выклинивается в северо-восточном направлении, на его продолжении намечается слабо выраженный неглубокий прогиб того же простирания, который протягивается до торцового соединения с южным рифтом Срединно-Атлантического хребта. К сожалению, морфоструктура прогиба (как и структура аномального магнитного поля) плохо поддается расшифровке из-за того, что батиметрическая и магнитная съемки проводились по галсам, параллельным простиранию прогиба.

Непосредственно севернее Граничного прогиба развит комплекс оперяющих структур, среди которых распространены сложные S-образные крутые разломы (тектонические уступы), уступы северо-восточного простирания и дугообразные разломы, меняющие простирание от северо-восточного до юго-западного. Эти структуры по простиранию имеют разную вертикальную амплитуду. Они образуют расходящиеся пучки, отдельные ветви которых проникают далеко на северо-запад внутрь Срединно-Атлантического хребта. Помимо тектонических уступов (разломов), выделяются небольшие поднятия и прогибы северо-восточного простирания изометричной формы. Кроме того, как изгибам S-образных структур приурочены характерные угловатые впадины с плоскими днищами.

Весь этот ансамбль имеет рисунок, характерный для оперяющей системы левостороннего сдвига. Структуры описанного типа захватывают широкую зону на простирании линейных северо-западных поднятий и прогибов фланга рифтовой зоны, но не заходят в саму рифтовую зону. Граница между структурами Атлантического сегмента и рассмотренным ансамблем довольно резкая, хотя и не существует единой линии, по которой ее можно было бы провести. Этой границе отвечает прерывистая цепочка уступов северо-восточного простирания, которая вблизи рифтовой зоны продолжается пологим поднятием северо-восточного простирания.

На карте аномалий магнитного поля область южного обрамления Атлантического сегмента выражена очень отчетливо. Здесь распространены преимущественно нелинейные изометричные или слабо вытянутые в разных направлениях отрицательные или близкие к нулевым магнитные аномалии. Исключение представляет Граничный прогиб и продолжающий его на юг Меридиональный прогиб. Им отвечает положительная магнитная аномалия средней интенсивности, которая в полном соответствии с морфологией структур изменяет простирание от долготного на самом юге до северо-восточного по мере движения на север. Изменение простирания

происходит довольно резко и совпадает с границей долготного и северо-восточного морфоструктурных прогибов. Положительная аномалия распространена только на части Граничного прогиба, примыкающей к Меридиональному прогибу, и затухает по направлению на северо-восток.

Положительная аномалия характеризуется относительно крутыми градиентными зонами в Меридиональном прогибе и сравнительно пологими склонами в Граничном прогибе. Мы попытались провести математическое моделирование этой аномалии для Граничного прогиба (профиль IV, рис. 7). Выяснилось, что получить совпадение расчетной и модельной кривых только за счет магнитовозмущающих масс, расположенных вблизи поверхности дна, как это делалось для Атлантического сегмента, затруднительно. Сходство кривых возможно только при существовании наряду с приповерхностными магнитными массами (вулканиты?) более глубоких магнитносителей пластового типа (силлы или зоны серпентинизации гипербазитов). При таком допущении можно добиться очень хорошей схожести кривых.

Этот вывод имеет большое значение для понимания тектонической природы рассматриваемой структуры. В соответствии с существующими представлениями о строении коры и верхней

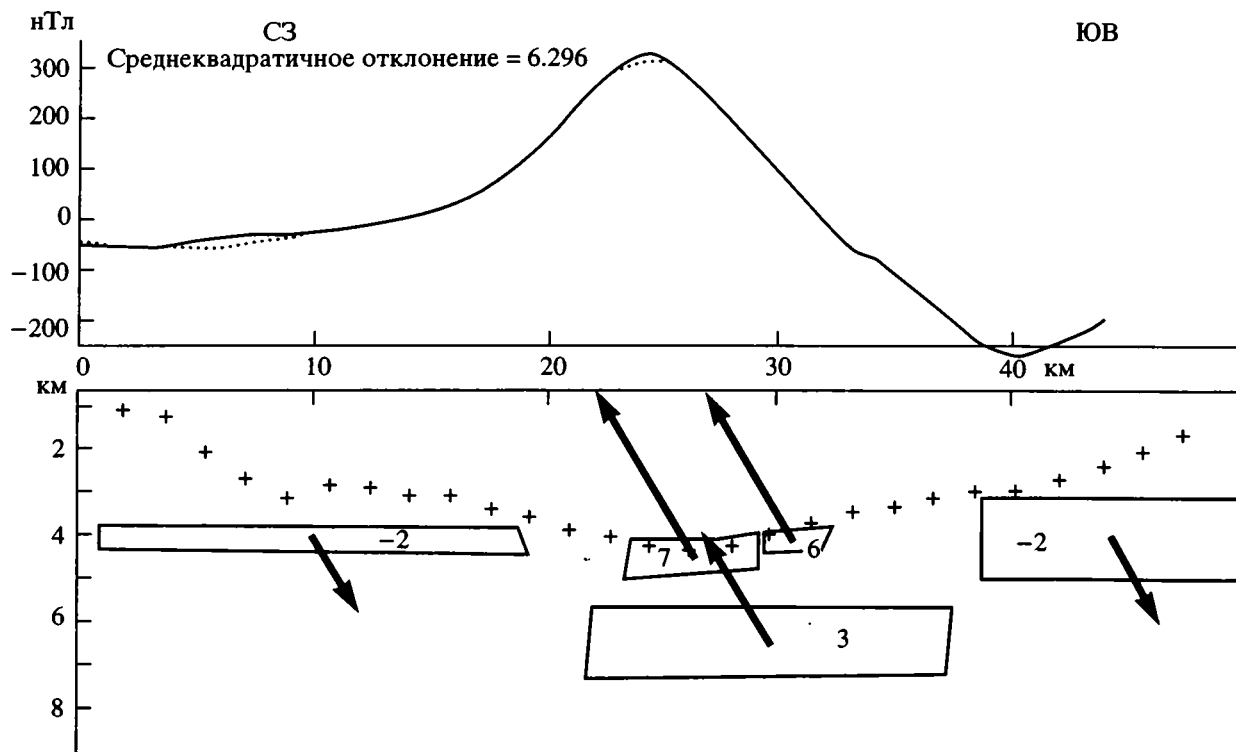


Рис. 7. Магнитный профиль IV. Условные обозначения см. на рис. 3, а положение профиля – на рис. 1.

мантии трансформных разломов допускается, что под ними существуют крупные зоны серпентинизации мантийных пород (в нашем случае эта серпентинизация должна сопровождаться образованием магнетита) [15]. По другой гипотезе [1] под трансформными разломами должны располагаться пластообразные интрузивные тела (силлы) базитового состава, которые также могут быть магнитоактивными. Рассматриваемая математическая модель предполагает, что наряду с более глубокими магнитными телами существуют и приповерхностные магнито возмущающие пластообразные тела (лавы). В этом варианте рассматриваемая структура должна сочетать в себе черты трансформного разлома, с одной стороны, и рифтовой структуры – с другой. Несомненно, что на данной стадии изученности невозможно получить сколько-нибудь корректный ответ. Необходимы дополнительные исследования и, в особенности, драгировки.

Граница между полями магнитных аномалий Атлантического сегмента и полями аномалий его южного обрамления грубо совпадает с границей соответствующих морфоструктурных ансамблей. Однако в деталях наблюдается некоторое расхождение этих границ. На самом западе морфоструктурная граница совпадает с магнитной границей. Восточнее граница смены линейных аномалий изометричными проходит несколько севернее, нежели морфоструктурная граница. Здесь она совпадает с интереснейшей полосой, обнаруженной в процессе составления карты магнитных аномалий. Эта полоса выражена цепочкой небольших отрицательных аномалий, которые протягиваются почти через всю исследуемую территорию поперек простирающихся атлантических структур, прерываясь в полосе распространения нулевой аномалии. Последняя сужается в этом сечении. Тектонический смысл этой полосы не совсем ясен. Как и эта поперечная полоса, граница разных полей не пересекает осевую аномалию рифтовой зоны и смещается далеко на юг, совпадая там с градиентной зоной южного ограничения рифтов Срединно-Атлантического хребта. На северо-восточном фланге рифтовой зоны отсутствуют морфоструктурные ансамбли и поля аномалий, типичных для системы южного обрамления Срединно-Атлантического хребта. Если оценивать картину в целом, то можно констатировать удивительное совпадение на карте тектонически разных морфоструктурных зон с разными полями магнитных аномалий.

Драгировки в южном обрамлении Атлантического сегмента проводились по субширотному профилю от южного рифта на востоке до самого западного края исследованного района (станции S1854, S1855, S1856). Это дало возможность более детально проследить особенности изменения состава базальтов по латерали.

Базальты в драге S1854, преимущественно оливин-плагиоклаз-порфиновые, практически аналогичны преобладающим базальтам на восточном фланге (станция S1846) и заметно отличаются от пород центра рифтовой зоны. Среди материала станции S1854 есть как витропорфиновые базальты, так и долеритовые порфириты с фенокристами в обоих случаях преимущественно плагиоклаза.

На следующей к западу станции (S1855) среди базальтов тоже преобладают порфиновые разновидности с фенокристами плагиоклаза и оливина. Таким образом, прослеживается та же серия порфиритовых пород, что в драгах S1846, S1854. В то же время часть базальтов станции S1855, в отличие от пород предыдущих драг, изменена с сосюритизацией плагиоклаза и амфиболитизацией и хлоритизацией клинопироксенов из основной массы. Так же, как и в драге S1854, присутствуют хорошо раскристаллизованные долеритовые порфириты и долериты, но они в большинстве случаев значительно изменены.

На самой дальней западной станции (S1856) базальтоиды похожи на породы из предыдущей драги (S1855). Присутствуют и достаточно свежие порфиновые базальты с фенокристами плагиоклаза и оливина и измененные (с развитием сосюрита, актинолита, хлорита) афиритовые базальты и долериты.

Таким образом, в южном разрезе наблюдается определенное изменение свойств базальтов от флангов Срединно-Атлантического хребта к центральной рифтовой зоне, хотя и не так явно, как в северном. В частности, нет заметного изменения минерального парагенезиса; преобладает плагиоклаз-оливиновая ассоциация, хотя в крайней западной точке существенную роль начинает играть и клинопироксен, но он отмечается преимущественно в долеритах и достаточно заметных фенокристов не образует. От оси Срединно-Атлантического хребта к периферии, что вполне естественно, растет степень измененности пород, хотя процесс вторичных преобразований может действовать достаточно избирательно, сохраняя в отдельных случаях даже свежее стекло. К дайкам, несомненно, относятся поднятые на станциях S1855, S1856 долериты и долеритовые порфириты. В них значительно развиты вторичные продукты (клиноцоизит, сосюрит, актинолит, хлорит). Таким образом, мы наблюдаем, как и в случае станции S1857, фрагменты комплекса типа “дайка в дайке”.

Отличительной особенностью наиболее удаленных от рифтовой зоны станций (как это отмечалось и в северном разрезе) является вскрытие более глубоких горизонтов океанической коры. В южном разрезе мы имеем возможность исследовать не только дайковую серию, но и габброидный

комплекс (станция S1855). Габбро состоят преимущественно из сравнительно свежего плагиоклаза, с развитием серицита и соссюрита, и реликтов клинопироксена среди развивающихся по нему актинолита и хлорита. Иногда встречаются участки коричневатой высокотемпературной роговой обманки. Обычны для габбро магнетит и сульфиды. В целом создается впечатление, что габброиды формировались в крайне неравновесных динамических условиях небольших камер, располагавшихся в верхних горизонтах океанической коры. О незначительных размерах габброидных тел свидетельствует и наличие серии образцов переходного характера от габбро к фактически габбро-долеритам и крупнозернистым долеритам, по минеральному составу практически аналогичных описанным выше габброидам.

Габброиды часто раздроблены с формированием фактически брекчий с отдельными блоками габбро в неравномернозернистой прокварцованной матрице. Гидротермальная переработка с развитием преимущественно кварцевых жил, часто с сульфидами, характера не только для габбро, но и достаточно обычна для базальтов западного фланга этого разреза.

Главная отличительная черта пород, драгированных на рассматриваемом сечении, – тектоническая (дробление, брекчирование) и температурная переработка. Температурные преобразования выражены как в гидротермальной переработке, так и в образовании вторичных минеральных ассоциаций (хлоритизация, амфиболитизация, соссюритизация и т.д.), связанных с повышением температуры. Характерно, что эти процессы проявлены очень неравномерно и наряду с измененными породами нередко сохраняются очень свежие разности. Не вызывает сомнения, что весь этот комплекс пород принадлежит Срединно-Атлантическому хребту.

Все станции драгирования расположены севернее Граничного прогиба и приурочены к оперяющим структурам его северного обрамления. Возникает естественный вопрос: чем сложен сам этот прогиб? К сожалению, драгировки в прогибе не проводились. Однако в Меридиональном прогибе, продолжающем его на юг, за пределами полигона на станции СН 115-38 было поднято несколько образцов свежих плагиоклаз-порфировых базальтов [6]. С некоторой долей условности можно предположить, что свежие базальты распространены и в Граничном прогибе, тем более, что базальты были драгированы в поле единой положительной магнитной аномалии, связывающей Меридиональный и Граничный прогибы.

С нашей точки зрения, южное обрамление Атлантического сегмента представляет собой зону взаимодействия Меридионального и Граничного

новообразованных прогибов со структурами Атлантического сегмента. Севернее Граничного прогиба располагается ареал широкого развития процессов деструкции атлантической коры. Здесь почти полностью переработаны ее морфоструктуры, раздроблены и преобразованы слагающие ее породы, разрушено магнитное поле. Температурные условия новообразованной минерализации (>150 - 200°C) вполне достаточны для перехода пород через точку Кюри и их частичного размагничивания. Кинематические условия формирования новообразованных структур в зоне взаимодействия отвечают условиям левостороннего сдвига с некоторым раздвиганием в оси Граничного прогиба. В пользу раздвигания свидетельствуют “рифтовые” признаки, характерные для этой структуры, включая вероятность распространения в ней современных базальтов.

Возникает вопрос о том, когда происходила эта переработка. Меридиональный прогиб, переходящий севернее в северо-восточный, на юге сочленяется с разломом Конрад [16], представляя собой северный сегмент Американско-Антарктической зоны. Д. Склейтег предполагает, что этот сегмент формировался, по крайней мере, начиная со второй магнитной аномалии. Однако этот вывод сделан на основании только одного магнитного профиля, и к нему надо относиться с осторожностью. Вероятнее всего, меридиональный отрезок рифта и связанный с ним Граничный прогиб активно развиваются в новейшее время, а это и есть время активной переработки атлантической коры. Во всяком случае положительная аномалия Граничного прогиба, скорее всего, отвечает нулевой аномалии. Выше мы отмечали, что зона переработки атлантической коры пересекается рифтом Срединно-Атлантического хребта и его магнитной аномалией. Следовательно, Срединно-Атлантический хребет и структуры южного обрамления в настоящее время развиваются одновременно, но непосредственно не соприкасаются.

Интересно, что далее к западу с северного борта разлома Конрад (станции 1011-45, 1011-47 [10]) драгированы измененные (от слабой хлоритизации до развития актинолита, эпидота и альбита) афировые базальты и диабазы, причем, как и на станции S1855, часть из них имеет закалочные контакты. Наряду с ними подняты измененные оливин-плагиоклаз-пироксеновые мелкопорфировые и оливин-плагиоклаз-порфировые базальты. Непосредственно в зоне сочленения разлома Конрад и следующего к западу сегмента хребта были подняты и габброиды [14].

Таким образом, океаническая кора, вскрываемая разломом Конрад существенно западнее рамки описываемого полигона II и, согласно существующим представлениям [16], образованная в пределах рифтового сегмента, относящегося к

Американо-Антарктическому хребту, в основных чертах (исключительно широкое развитие пород дайкового комплекса, сходные петрографические типы базальтов) аналогична коре, вскрываемой системой тектонических нарушений в юго-западной части полигона II (станции S1855, S1856, S1857) и образованной в пределах Срединно-Атлантического хребта.

Структуры юго-восточного обрамления Срединно-Атлантического хребта. Наиболее крупная структура области юго-восточного обрамления Срединно-Атлантического хребта – это хребет Шпис, точнее, его северо-западная часть. Сам хребет представляет собой крупное изометричное поднятие, несколько вытянутое в субмеридиональном направлении (на мелкомасштабных картах в хребет Шпис формально включается также слабо морфологически выраженное поднятие к северо-западу от него, которое, по нашему мнению, имеет иное происхождение, чем хребет Шпис). На юго-востоке хребет накладывается на разлом Буве и обрывает его. Морфологически хребет Шпис выглядит как почти симметричное крупное вулканическое поднятие с несколько более крутым западным склоном. Вершинная поверхность полого изогнута. Морфологических проявлений структур растяжения, характерных для рифтовых зон, в ее пределах практически не наблюдается. Хребет ориентирован под острым углом по отношению к структурам, образованным в Срединно-Атлантическом хребте, срезая их. Это особенно хорошо видно в районе к востоку от хребта. В северо-западном направлении хребет полого погружается и исчезает вблизи хорошо проявленной поперечной полосы отрицательных магнитных аномалий, рассмотренной выше.

Необходимо отметить, что в магнитном поле хребет Шпис выражен узкой линейной положительной магнитной аномалией с очень высокими значениями интенсивности (до 2000 нТл), нигде более не встречающимися в пределах полигона II. Аномалия пространственно совпадает с центральной частью хребта и его западным склоном. Она ограничена очень резкими градиентными зонами, переходящими в отрицательные аномалии. Но если на востоке это единая протяженная аномалия, соответствующая восточному склону хребта (включая его отроги), с очень высокой интенсивностью отрицательной намагниченности, параллельная центральной (положительной), то на западе имеется несколько менее интенсивных отрицательных аномалий, соответствующих простирающему Срединно-Атлантического хребта и косо срезаемым нулевой положительной и восточной отрицательной аномалиями. По всей видимости, это свидетельствует о том, что возраст хребта Шпис не древнее 1.6 млн. лет. Это не позволяет нам согласиться с интерпрета-

цией Д. Склейтиера [16], который на основании единственного магнитного профиля выделил здесь более древние аномалии (вплоть до третьей), соответствующие продолжительному спредингу в хребте Шпис. Все (как положительные, так и отрицательные) аномалии резко выклиниваются у узкой поперечной зоны отрицательных аномалий, которая отчетливо прослеживается через все структуры вплоть до зоны отсутствия четких линейных аномалий на юго-западе полигона. Эта зона местами прослеживается и в рельефе; скорее всего, она представляет собой разломную структуру без признаков значительных горизонтальных смещений, соединяющую две рифтовых системы (Срединно-Атлантический и Африкано-Антарктический хребты). Возможно, она находится на самой начальной стадии формирования будущего трансформного разлома.

Математическое моделирование магнитных аномалий хребта Шпис по двум параллельным профилям, один из которых (*профиль V*, рис. 8) захватывал самую южную часть нулевой аномалии Срединно-Атлантического хребта, а другой (*профиль VI*, рис. 9) проходил несколько южнее, показало, что центральная аномалия Шпис может быть объяснена только исходя из большей намагниченности пород (12 А/м), чем использованная при моделировании профилей через Срединно-Атлантический хребет. При этом мощность магнитовозмущающего тела (базальтовый слой) считалась равной, как и ранее, около 1 км. Косвенным указанием на повышенную намагниченность пород являются данные драгирования центральной части хребта Шпис [6, 12], откуда были подняты базальты с очень высоким содержанием магнитных минералов. К сожалению, петромагнитные свойства этих пород, видимо, не изучались. В то же время нами в пределах хребта подняты совершенно иные по петрографическому составу базальты, на особенностях состава которых мы остановимся ниже.

Интенсивная отрицательная аномалия к востоку от хребта, видимо, также связана с повышенной намагниченностью магнитовозмущающего тела. Далее к западу чередование отрицательных и положительных аномалий небольшой интенсивности хорошо объясняется существованием умеренно намагниченных базальтовых тел стандартной мощности в области южного окончания рифта Срединно-Атлантического хребта (*профиль V*) и в зоне отсутствия четких линейных аномалий на юго-востоке полигона (*профиль VI*). Таким образом, собственно структурам хребта Шпис соответствуют только одна положительная и одна отрицательная аномалии.

В пределах северо-западной части хребта Шпис мы провели всего два драгирования

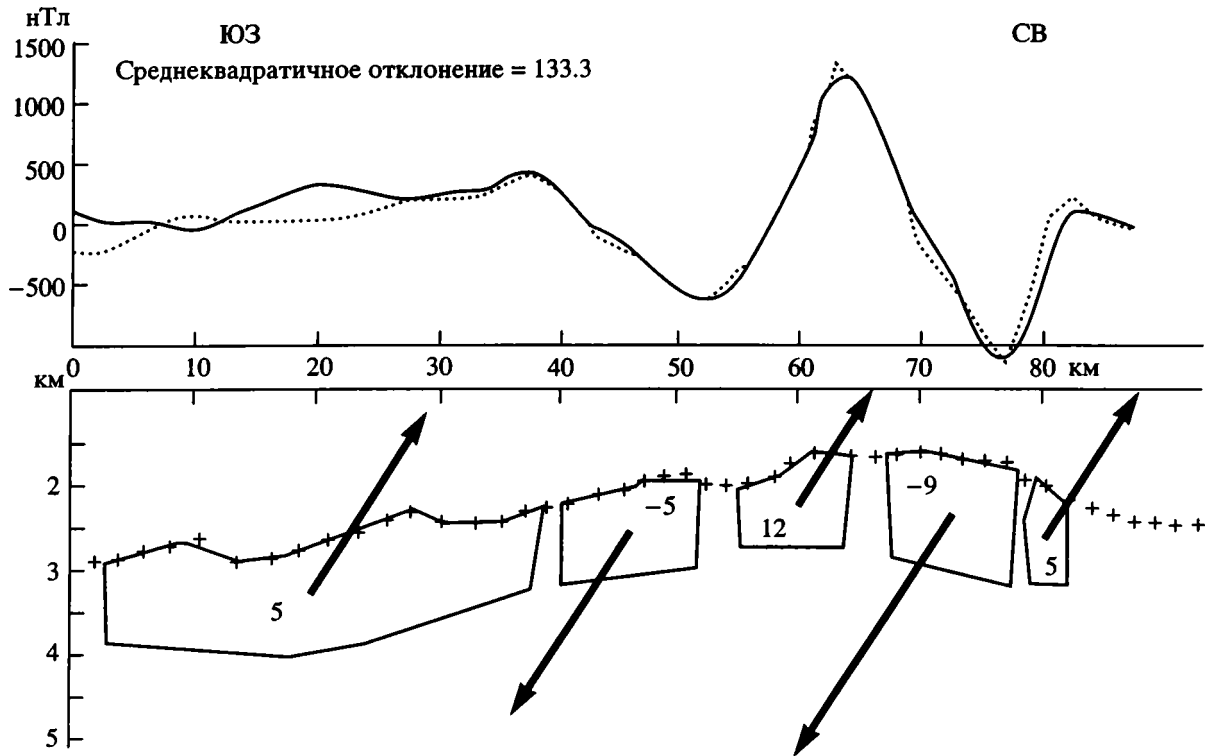


Рис. 8. Магнитный профиль V. Условные обозначения см. на рис. 3, а положение профиля – на рис. 1.

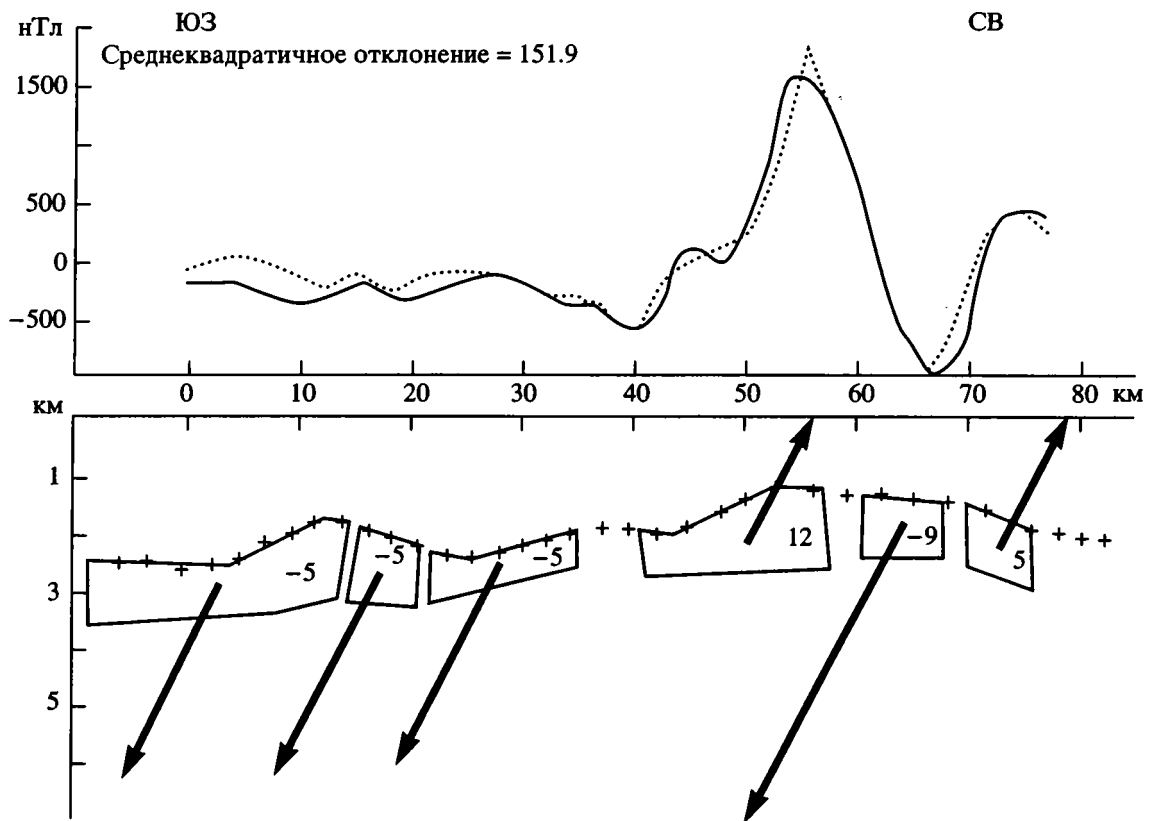


Рис. 9. Магнитный профиль VI (вариант 2). Условные обозначения см. на рис. 3, а положение профиля – на рис. 1.

(станции S1846, S1847). Среди поднятого каменного материала преобладают плагиоклаз-оливин-порфиновые базальты. Присутствуют также мелкопорфиновые гиалобазальты. Для большинства образцов характерны корки свежего стекла. Ранее в центральной части хребта Шпис были описаны в основном афировые и микропорфиновые базальты. В меньшей степени упомянуты редкопорфиновые (плагиоклаз-оливиновые) базальты [6, 12].

Таким образом, породы, поднятые нами, явно отличаются от так называемых ферробазальтов хребта Шпис и, возможно, представляют собой другую магматическую систему. Но несмотря на это принципиальных отличий в поведении магнитных аномалий в северной и центральной частях хребта не отмечается. Возможно, минеральный состав носителей намагниченности в обоих случаях одинаков. Сравнение с данными по породам центральной рифтовой зоны показывает, что базальты хребта Шпис имеют тот же (в основном плагиоклаз-оливиновый) парагенезис.

По всей видимости, вулканическое поднятие хребта Шпис отвечает начальному этапу зарождения рифта в пределах уже ранее образованной океанической коры Срединно-Атлантического хребта. На это указывает и базальтовая изотопия ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70325 - 0.70333$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51291 - 0.51293$ [13]). Эти значения соответствуют нормальным и переходным толеитовым базальтам (N-MORB и T-MORB), поднятым в южной части Срединно-Атлантического хребта и на западе Африкано-Антарктического хребта. Базальты о-ва Буве имеют другие изотопные отношения ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70365 - 0.70376$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51282 - 0.51285$ [13]). Причины формирования зоны спрединга в виде крупного хребта, а не в виде узкой рифтовой впадины не вполне понятны. Возможно, это связано с несовпадением последовательности или протяженности этапов магматической активности и скорости растяжения коры при аккомодации вновь формируемых структур к существующему полю напряжений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Главный итог исследований состоит в том, что выявлены основные черты строения, процессов структурообразования и геодинамики района тройного сочленения Буве. Данный район имеет размеры $\sim 160 \times 100$ км². Его большую часть занимает южное окончание Срединно-Атлантического хребта, где установлено весьма сложное строение рифтовой зоны, которой соответствует хорошо выраженная нулевая аномалия магнитного поля. Эта зона состоит по крайней мере из трех отдельных рифтовых прогибов, частично перекрывающих один другой. Данные драгирования свидетельствуют о том, что рифты различаются по петрографическому составу вулканитов. Изу-

чение вещественного состава покажет, стоит ли за петрографическим различием различие магматических источников. Получены некоторые косвенные данные об относительно более древнем возрасте центральной рифтовой впадины (в рамках последнего миллиона лет) по сравнению с северной и южной. Это показывает, что даже в такой незначительный промежуток времени могут происходить достаточно сложные структурные преобразования.

Драгировки по поперечным профилям выявили латеральную зональность петрографического состава базальтов, симметричную рифтовой зоне. Зональность хорошо проявлена в северном сечении и менее резко в южном. В дальнейшем это позволит наметить временную эволюцию магматизма в процессе спрединга.

Южный сегмент Срединно-Атлантического хребта прослеживается до 55° ю. ш., а далее на юг поглощается двумя другими элементами сочленения Буве. Один из них – это комплекс структур, простирающихся от осевого рифта на юго-запад. Он отражает структурную переработку атлантической коры, происшедшую в квартере. В целом эти структуры располагаются почти ортогонально к атлантическим. Анализ расположения и взаимоотношений тектонических форм показывает их соответствие правостороннему сдвигу – определяющей структуре Америко-Антарктической зоны трансформных деформаций.

Переработка коры сопровождается низкотемпературными преобразованиями вещества и разрушением ранее существовавшего магнитного поля. Она связывается с формированием новообразованной изогнутой структуры, которая сочетается в себе признаки трансформного разлома и рифта, причем значимость рифтовых признаков возрастает по направлению на юго-запад. Данная структура входит в ансамбль Антарктической области. Следовательно, структурообразование в пределах последней прогрессирует в северном направлении, разрушая кору Срединно-Атлантического хребта.

Наконец, последний элемент тройного сочленения Буве – хребет Шпис. Полученные данные свидетельствуют, что эта структура может фиксировать самое начало формирования нового рифта – подъем мантийного диапира и начальные вулканические извержения, с ним связанные. Процесс нормального спрединга здесь, по-видимому, еще не начался. Хребет отражает проникновение сюда Африкано-Антарктической зоны деформаций.

С геодинамической точки зрения наиболее важным является вывод о крупной перестройке полей напряжений в огромном Антарктидо-Американо-Африканском регионе океана, происшедшей за очень короткое время (1.6 млн. лет) и

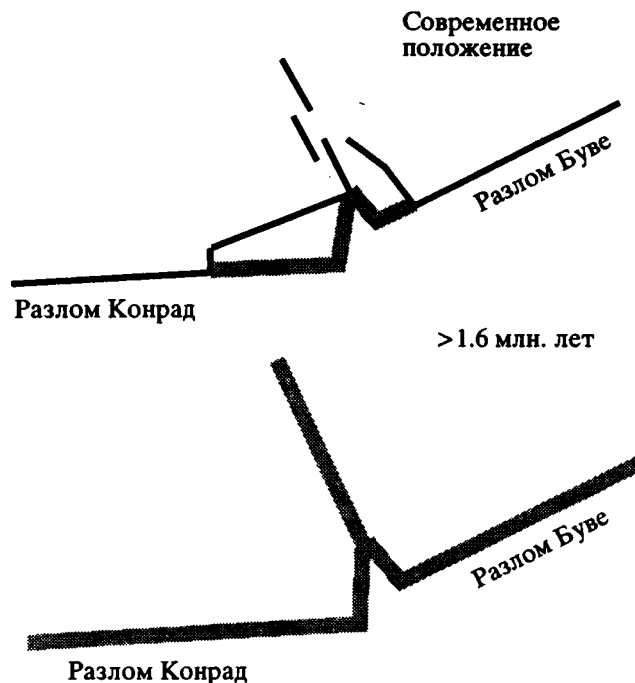


Рис. 10. Геодинамическая схема тройного сочленения Буве. Серой широкой полосой показана возможная геометрия сочленения структур ранее 1.6 млн. лет, черной линией – структуры, активные в настоящее время.

выраженной в агрессивности в сторону Атлантики двух ветвей геодинамической трансформации: Американско-Антарктической и Африкано-Антарктической (о более ранней истории этого района пока не имеется достаточных данных). Это наглядный пример структурного саморазвития океанической коры, протекавшего в очень быстром темпе. Причина лежит в изменении геодинамики глубинных геосфер.

Представления о геодинамике района тройного сочленения с 1.6 млн. лет отражены на рис. 10.

Структурное развитие региона протекало следующим образом. Предполагается, что до 2 млн. лет существовала конфигурация тройного сочленения. Позднее произошло заложение структур вулканического хребта Шпис, которые отрезали наиболее западную часть разлома Буве. Морфология северной части хребта и магнитометрические данные свидетельствуют, что это произошло около 1.6 млн. лет назад, так как центральная положительная (нулевая) и сопряженная отрицательная магнитная аномалии, соответствующие простиранию данного хребта, срезают структуры и более древние магнитные аномалии, образованные в соответствии с простиранием Срединно-Атлантического хребта. Вероятно, северная часть хребта Шпис в настоящее время проградирует к северо-западу и через некоторое время, возможно, перережет Срединно-Атлантический хребет или сольется с его рифтовыми структурами.

Мы полагаем, что с этим же этапом (1.6 млн. лет) связано и изменение конфигурации разлома Конрад – смещение западного рифтового сегмента на 75 км к западу, в современное положение. При этом возникла косая разломная структура (Граничный прогиб), срезавшая южный сегмент Срединно-Атлантического хребта. В ходе спрединга косой разлом попадает в поле растягивающих деформаций, особенно интенсивных в его юго-западной части, что приводит к развитию расходящихся трещин (разломов) отрыва и системы сбросов в пределах северного борта южной части разлома, разрушающих ранее сформированную кору. Процесс раздвигания мог сопровождаться ограниченной вулканической деятельностью. Возможно, что этот этап в дальнейшем приведет к формированию нового устойчивого трансформного разлома, параллельного разлому Конрад.

Конкретное описание структурных и временных соотношений в пределах океанских районов тройного сочленения – это как раз то, чего до сих пор недостает для их сравнительного изучения и, соответственно, типизации. В таком ракурсе и следует рассматривать данную работу.

Авторы выражают благодарность капитану, экипажу и инженерному составу за безаварийную работу всех судовых систем в сложных погодных условиях. Экспедиция 18-го рейса НИС «Академик Николай Страх» состоялась при финансовой поддержке Агентства по Новым технологиям

(Ente per le Nuove Tecnologie, L'energia e L'ambiente, ENEA, Италия). Обработка геолого-геофизических данных частично финансировалась Министерством науки и технической политики России.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Коган Л.И., Мурзин Р.М., Перфильев А.С. Строение мезозойского трансформного разлома Блейк-Спур во впадине Гаттераса // Геотектоника. 1994. № 6. С. 48 - 60.
2. Строение разлома Долдрамс: Центральная Атлантика / Пушаровский Ю.М., Разницын Ю.Н., Мазарович А.О. и др. М.: Наука, 1991. 224 с.
3. Строение разлома Зеленого Мыса, Центральная Атлантика / Пушаровский Ю.М., Пейве А.А., Разницын Ю.Н. и др. М.: Наука, 1989. 192 с.
4. *Apotria T.G., Gray N.H.* Absolute motion and evolution of the Bouvet triple junction // *Nature*. 1985. V. 316. № 6029. P. 623 - 625.
5. *Apotria T.G., Gray N.H.* The evolution of the Bouvet triple junction: implications of its absolute motion // *Tectonophysics*. 1988. V. 148. № 3/4. P. 177 - 193.
6. *Dickey J.S., Frey F.A., Hart S.R. et al.* Geochemistry and petrology of dredged basalts from the Bouvet triple junction, South Atlantic // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1977. V. 41. P. 1105 - 1118.
7. *Johnson G.L., Hey R., Lowrie A.* Marine geology in the environs of Bouvet island and the South Atlantic triple junction // *Marine Geophys. Res.* 1973. V. 2. P. 23 - 36.
8. *Kent D.V., Honnorez B.M., Opdyke N.D., Fox P.J.* Magnetic properties of dredged oceanic gabbros and the source of marine magnetic anomalies // *Geophys. J. R. astr. Soc.* 1976. V. 55. P. 513 - 537.
9. *Kleinrock M.C., Morgan J.P.* Triple Junction reconstruction // *J. Geophys. Res.* 1988. V. 93. № B4. P. 2981 - 2996.
10. *Le Roex A.P., Dick H.J.* Petrography and geochemistry of basaltic rocks from the Conrad fracture zone on the America-Antarctica Ridge // *Earth Plan. Sci. Lett.* 1981. V. 54. P. 117 - 138.
11. *Le Roex A.P., Dick H.J.B., Gulen L. et al.* Local and regional heterogeneity in MORB from the Mid-Atlantic Ridge between 54, 5 S and 51 S: Evidence for geochemical enrichment // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1987. V. 51. P. 541 - 555.
12. *Le Roex A.P., Dick H.J., Reid A.M. et al.* Ferrobasalts from the Spiess Ridge segment of the Southwest Indian Ridge // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1982. V. 60. P. 437 - 451.
13. *Le Roex A.P., Dick H.J., Reid A.M. et al.* Geochemistry, mineralogy and petrogenesis of lavas erupted along the Southwest Indian Ridge between the Bouvet Triple Junction and 11 degrees East // *Journal of Petrology*. 1983. V. 24. Part 3. P. 267 - 318.
14. *Le Roex A.P., Dick H.J., Reid A.M. et al.* Petrology and geochemistry of basalts from the American-Antarctic Ridge, Southern Ocean: implications for the westward influence of the Bouvet mantle plume // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1985. V. 90. P. 367 - 380.
15. *Minshull T.A., White R.S., Mutter J.C. et al.* // *J. Geophys. Res.* 1991. V. 96. № B6. P. 9955 - 9984.
16. *Sclater J.G., Bowin C., Hey R. et al.* The Bouvet triple junction // *J. Geophys. Res.* 1976. V. 81. № 11. P. 1857 - 1869.

Structure of Southern Termination of the Mid-Atlantic Ridge (the Bouvet Triple Junction)

A. A. Peive, A. S. Perfil'ev, Yu. M. Pushcharovsky, V. A. Simonov,
N. N. Turko, Yu. N. Raznitsyn

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow

Structure of the Bouvet triple junction bounding southern end of the Mid-Atlantic Ridge has been studied by Russian-Italian expedition during the r/v "Akademik Nikolaj Strakhov" cruise in 1994. The modern structure of the triple junction was under formation not more than 2 Ma. In this region, a counter structural progradation of the American-Antarctic and African-Antarctic ridges assimilates structural elements of the Mid-Atlantic Ridge. This is evident from the presented new bathymetric and morphostructural maps supplemented with several magnetic profiles. Such a detailed study of the region was realized for the first time.

УДК 551.241.22(571.66)

ПОЗДНЕМЕЛОВАЯ АЧАЙВАЯМ-ВАЛАГИНСКАЯ ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ДУГА (КАМЧАТКА) И КИНЕМАТИКА ПЛИТ СЕВЕРНОЙ ПАЦИФИКИ

© 1995 г. М. Н. Шапиро

Объединенный институт физики Земли РАН, Москва

Поступила в редакцию 09.12.93 г.

Сложно дислоцированные позднекампан-маастрихтские вулканиты, переслаивающиеся с морскими туфогенными осадками, распространены в широкой зоне, продолжающейся от р. Ватына на северо-востоке до Срединного и Восточного хребтов Камчатки. По составу вулканитов этот комплекс близок к формациям интраокеанических островных дуг. Предполагается, что современную структуру и разломные ограничения он приобрел в результате дрейфа островной дуги в сторону континента и последующего столкновения с ним. Имеющиеся палеомагнитные данные подтверждают такое предположение. Рассматриваются возможные варианты кинематики плит, обусловившей как субдукцию, так и дрейф дуги. Наиболее вероятно возникновение этой дуги на северном краю плиты Кула с субдукцией под нее океанической части Евразийской плиты. При этом зона субдукции должна была испытывать быстрое абсолютное смещение в северном направлении.

ВВЕДЕНИЕ

Палеотектонические реконструкции периферий Тихого океана нередко выявляют участие в их строении фрагментов древних островных дуг, которые формировались на некотором удалении от материка, а затем испытали дрейф и коллизию, "встроившие" их в структуру континентальной окраины. Примеры таких "островодужных террейнов" приводятся в ряде реконструкций палеотектоники мезозоя и кайнозоя северо-запада Америки и северо-востока Азии [18, 24, 40 и др.].

На Камчатке и в Корякском нагорье с наибольшей подробностью такие тектонические единицы описаны в работах С.Д. Соколова [23] и В.П. Зинкевича с соавторами [1]. При этом кинематика плит, обусловившая вначале формирование островной дуги, а затем ее коллизию с континентом, в деталях не обсуждается. В некоторых случаях [1, 23] это связано с предположением о заложении островных дуг в непосредственной близости к континенту; при таком подходе вопрос о способах их транспортировки к матерiku становится неактуальным.

С другой стороны, при реконструкциях кинематики крупных плит Северной Пацифики практически не рассматривается возможность существования островных дуг и зон субдукции внутри океана и не оценивается их влияние на общую кинематику плит [14, 37, 38]. В результате та реальная кинематика плит, которая определяла развитие зоны перехода от Тихого океана к обрамляю-

щим материкам, во многих отношениях остается неизвестной. Этот пробел в значительной степени объясняется трудностями изучения островодужных террейнов, которые в современной структуре, как правило, сохраняются лишь в виде сложно дислоцированных фрагментов.

Чтобы получить возможность судить по этим фрагментам о кинематике древних плит, необходимо с достаточной надежностью установить возрастную диапозон надсубдукционного вулканизма, его геохимическую зональность и другие признаки полярности дуги, определить палеошироты формирования хотя бы некоторых стратиграфических комплексов, а также возраст деформаций, сопоставляемых с коллизией дуги и материка. Не менее важны данные региональной тектоники, позволяющие увязать зафиксированные в структуре террейна эпизоды субдукции, пассивного дрейфа и коллизии с другими событиями на материке и в океане. Едва ли, однако, существует идеальный объект, для которого все требуемые данные надежно установлены.

Изученность той структуры, которая описывается в настоящей статье, — позднемелового вулканического пояса Олюторско-Камчатской области, также далека от идеальной, и однозначной интерпретации кинематики плит при формировании и эволюции этого пояса добиться пока невозможно. Поэтому рассматривались различные варианты этой кинематики.

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ ПОЗДНЕМЕЛОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ОЛЮТОРСКО- КАМЧАТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Олюторско-Камчатская область кайнозойской складчатости включает полуостров Камчатку и южную часть Корякского нагорья (рис. 1). Характерная особенность строения поздне-меловых комплексов этой зоны – практически полное отсутствие шельфовых и континентальных фаций, широко развитых северо-западнее, в Пенжинско-Анадырской области поздне-мезозойской складчатости.

По преобладающему составу стратифицированных комплексов верхнего мела Олюторско-Камчатскую область можно разделить на две зоны: северо-западную и юго-восточную [17] (Западно-Камчатско-Укэлятскую и Восточно-Камчатско-Олюторскую по [23]). *Северо-западную зону*, где в составе верхнего мела резко преобладают глубоководные песчано-сланцевые комплексы (турбидиты, контуриты) и где песчаники имеют преимущественно кварц-полевошпатовый состав, можно рассматривать как поздне-меловую подводную окраину Евразийского континента [32]. В верхнемеловом разрезе *юго-восточной зоны* доминируют вулканиты – преимущественно туфы и туфо-осадочные породы. Они слагают несколько выступов среди преобладающих кайнозойских образований. Наиболее крупные из этих выходов приурочены к Олюторскому и Ветвейскому хребтам в Корякском нагорье, к северной и южной частям Срединного хребта и к Восточному хребту на Камчатке. Более мелкие выходы вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород верхнего мела известны в нескольких районах Корякского нагорья, на о. Карагинском и на полуостровах Камчатки: Озерном, Камчатском (Камчатского Мыса) и Кроноцком.

Характерной особенностью почти всех этих выступов являются интенсивные тектонические деформации, хотя стиль этих деформаций непостоянен. В Корякском нагорье и в северной части Срединного хребта в структуре мела доминируют пологие надвиги северо-западной вергентности, а на юге Срединного хребта и на большей части Восточного хребта, так же как и на о-ве Карагинском, преобладают крутые чешуйчатые надвиги и линейные складки юго-восточной вергентности [17].

К выступам меловых пород Восточного хребта, о-ва Карагинского и полуостровов приурочены тектонические линзы серпентинитов и ассоциирующих с ними габброидов, которые в большинстве случаев рассматриваются как фрагменты офиолитового разреза.

На севере Камчатки и в южной части Корякского нагорья хорошо видна граница вулканогенных пород верхнего мела с одновозрастными терригенными комплексами северо-западной зоны [2, 31]. Это крупный пологий Ватынско-Лесновский надвиг (рис. 1), аллохтон которого сложен породами юго-восточной зоны. Надвиг сформировался не позднее середины эоцена, так как перекрыт среднеэоценовыми эффузивами кинкильской свиты и прорван комагматичными им гранитами [31]. На юге Срединного хребта (рис. 1) поздне-меловые вулканиты отделены с запада крутым разрывом от метаморфитов, которые чаще всего рассматриваются как фундамент терригенных меловых толщ северо-западной зоны [22]. По обе стороны от этого разрыва развит комплекс щелочных интрузий, сформировавшийся не позднее палеоцена [28].

Фрагментарность выходов, сложная тектоника и относительная бедность палеонтологической характеристики привели к тому, что единой схемы стратиграфии мела этого региона выработано не было (рис. 2). В Олюторском и Ветвейском хребтах меловые толщи, как правило, разделяются на две серии (или свиты): ватынскую и ачайваемскую. В а т ы н с к а я, слагающая низы разреза, подошва которого неизвестна, представлена преимущественно кремнями, базальтами, тонкообломочными слоистыми туфами. А ч а й в а я м с к а я, залегающая без видимого несогласия, сложена главным образом грубообломочными туфами базальтов и андезибазальтов с линзами и прослоями эффузивов основного и среднего состава и тонкообломочных туфов. В некоторых разрезах верхняя часть ачайваемской свиты сложена преимущественно кремнистыми аргиллитами и вулканомиктовыми песчаниками.

Судя по имеющимся в литературе данным, граница свит не изохронна. Оценки возраста ватынской серии заключены между поздним альбомом и ранним кампаном, причем подавляющая часть определений как иноцерамовой фауны, так и радиолярий относится к сантону и кампану. Радиолярии и фораминиферы из ачайваемской свиты определяют ее возрастной диапазон как поздний сантон – ранний палеоцен, но большая часть определений указывает на маастрихтский возраст. На самом юге Корякского нагорья (хребты Майны-Какийне и Ивтыгин, п-ов Ильпинский) к верхам мела отнесены хакинская и инетьваемская преимущественно туфо-осадочные свиты [25].

В северной части Срединного хребта Камчатки (рис. 2, III) все верхнемеловые вулканогенные толщи отнесены к ирунейской свите. Однако сейчас очевидно, что это сложный комплекс, который может быть разделен на нижнюю часть, сопоставимую как по возрасту, так и по составу с ватынской серией Корякского нагорья, и на верхнюю

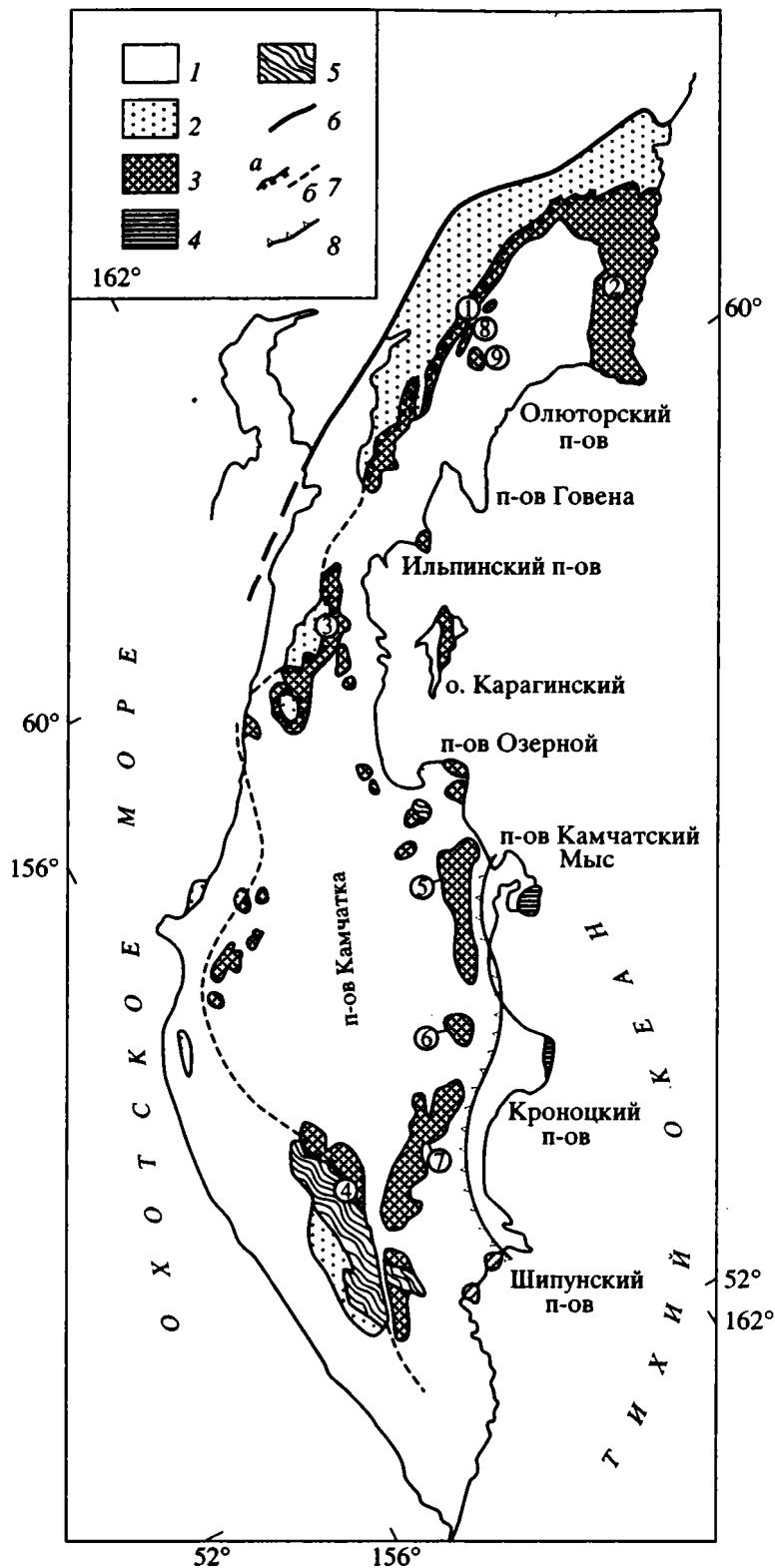


Рис. 1. Поздне меловые формационные зоны Олюторско-Камчатской складчатой области.

1 – кайнозой; 2 - 4 – верхний мел; формации: 2 – терригенные северо-западной зоны, 3, 4 – вулканогенные юго-восточной зоны (3 – Ачайваям-Валагинской дуги, 4 – восточных полуостровов); 5 – допоздне меловые комплексы; 6 – северная граница Олюторско-Камчатской области; 7 – Ватынско-Лесновский надвиг; а – прослеженный, б – предполагаемый; 8 – граница Ачайваям-Валагинской дуги и зоны полуостровов. Цифрами в кружках обозначены хребты: 1 – Ветвейский, 2 – Олюторский, 3, 4 – Срединный (3 – северная и 4 – южная части), 5 – Кумроч, 6 – Тумрок, 7 – Валагинский, 8 – Майны-Какийне, 9 – Ивтыгин.

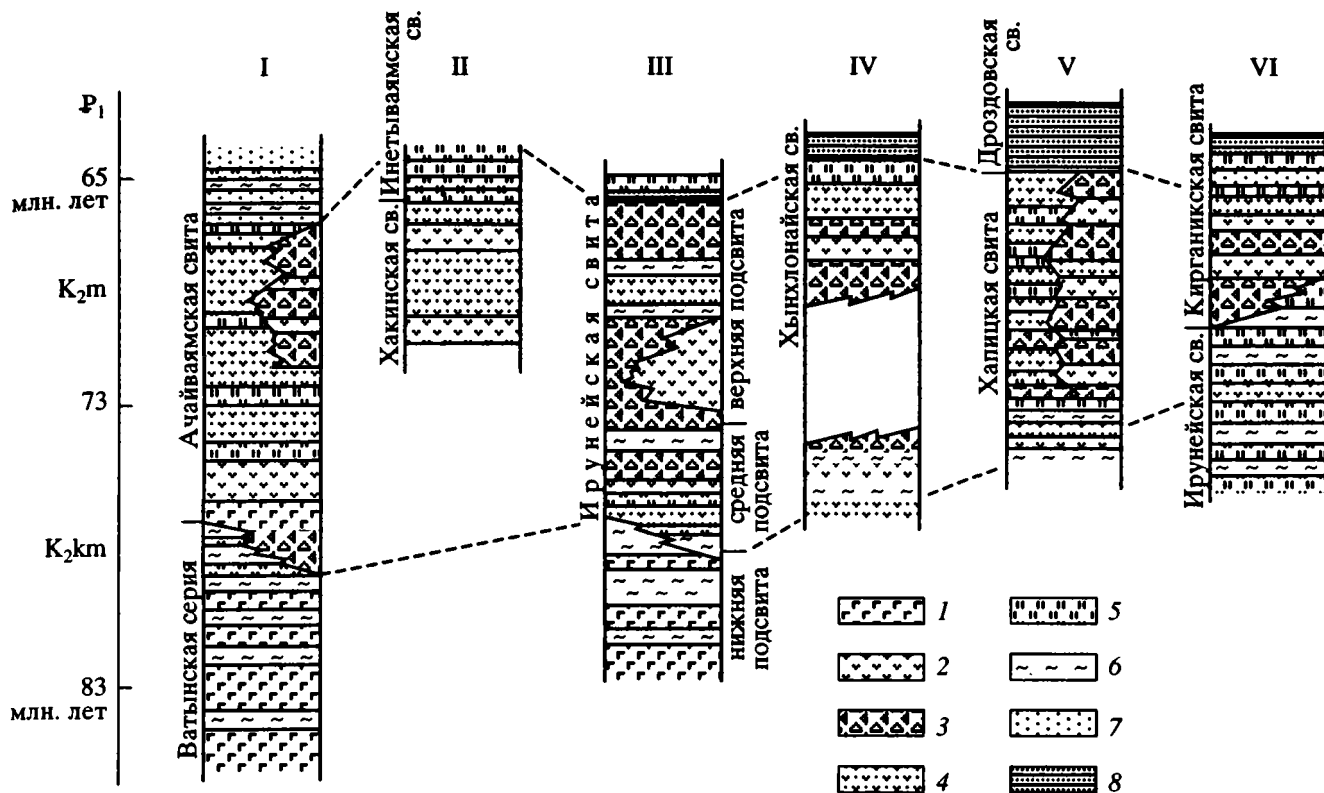


Рис. 2. Сводные разрезы верхнего мела Олюторско-Камчатской складчатой области, юго-восточная зона.

1 – базальты океанического и 2 – эффузивы островодужного типов; 3 – грубообломочные туфы и брекчи; 4 – средне- и мелкообломочные туфы; 5 – тонкозернистые туфы и туффиты; 6 – кремнистые породы; 7 – песчаники и алевролиты; 8 – флиш. Римские цифры: хребты: I – Олюторский по [5, 6], II – Майны-Какийне и Ивтыгин по [25], III – Срединный, северная часть по [7], IV – о-в Карагинский, V – Кумроч, VI – Срединный, южная часть.

часть, плохо датированную, но формационно близкую к ачайваямской свите [7]. На юге Срединного хребта (рис. 2, VI) разрез вулканогенно-верхнего мела также имеет двучленное строение. Нижняя кремнисто-туфовая часть с редкими потоками базальтов отнесена к ирунейской свите (сантон-кампан), в то время как верхняя, сложенная преимущественно грубообломочными туфами и эффузивами, выделена в кирганикскую свиту [20]. В самых верхах кирганикской свиты преобладают мелкообломочные туфогенно-терригенные породы, содержащие маастрихт-палеоценовые радиолярии. Граница ирунейской и кирганикской свит также, скорее всего, не изохронна.

В Восточном хребте стратиграфия вулканогенных толщ верхнего мела в существенных деталях еще остается неясной, но повсюду это туфогенные, туфогенно-терригенные, реже кремнисто-туфогенные толщи с отдельными пачками и линзами базальтоидов и в некоторых районах – пикритов. Они объединяются в хапицкую свиту (хр. Кумроч, п-ов Озерной) или валагинскую серию (хр. Валагинский) (рис. 1, 2). В линзах

кремнистых пород на ряде участков найдены радиолярии кампана и маастрихта. И хапицкая свита, и валагинская серия согласно перекрыты палеоценовым терригенным флишем дроздовской и тальниковской свит. В серпентинитовых меланжах Восточного хребта найдены средне-меловые кремни [30]. На о-ве Карагинском – структурном продолжении Восточного хребта – верхний мел (кампан-маастрихт) также сложен туфовыми толщами, содержащими пласты базальтов. Меловые туфы согласно перекрываются песчано-аргиллитовой терригенной толщей палеогена [33].

На Кроноцком полуострове небольшой выход верхнего мела сложен эффузивно-туфогенной толщей, датируемой коньяком-палеоценом [19]. Весьма своеобразен широко известный разрез верхнего мела Камчатского Мыса (африканская серия). Его особенностью является парагенез кремнистых туффитов, яшм, известняков и афировых базальтов в нижней части и толща субаркозовых песчаников – в верхней [29].

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЗДНЕМЕЛОВЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ТОЛЩ ОЛЮТОРСКО-КАМЧАТСКОЙ ОБЛАСТИ

Позднемиеловые вулканиды Олюторско-Камчатской области в настоящее время изучены достаточно, чтобы разделить сложенные ими толщи на две крупные категории. Для нижней части ватынской серии, низов ирунейской свиты и для африканской серии характерны базальты, геохимически сопоставимые с океаническими, главным образом типа MORB, реже OIB [5, 7, 30, 35]. Для всех остальных позднемиеловых вулканогеимических характеристик более сопоставимые с эффузивами островных дуг [1, 5, 7, 35]. Детальные исследования состава базальтов и пикритов Восточного хребта позволили сравнить эти породы с базальтовыми и бонинитовыми сериями внутриокеанических островных дуг [1].

Разница в составах эффузивов хорошо коррелируется с особенностями ассоциирующих с ними осадков. Для разрезов с базальтами океанического типа характерно резкое преобладание тонкозернистых кремнистых, глинисто-кремнистых и туфогенно-кремнистых пород. Эффузивы островодужного типа приурочены к разрезам, характеризующимся пестротой фаций, в которых грубообломочные породы, свидетельствующие об эксплозивных извержениях и о размыве вулканических островов, чередуются с разнообразными туфогенными турбидитами и прослоями пеплов.

Учитывая, что там, где два типа толщ встречаются в единых разрезах (Олюторский хребет, Срединный хребет), толщи второго типа залегают выше, естественно предположить, что кампан-маастрихтские вулканогеимические толщи Олюторско-Камчатской складчатой области формировались в пределах островной дуги или системы таких дуг, возникновение которых на океанической коре относится к кампану. Этот вывод делался практически всеми исследователями, которые рассматривали палеотектонику региона с позиций тектоники плит.

Однако нельзя не обратить внимания, по крайней мере, на одну трудность, связанную с такой интерпретацией. Речь идет о первоначальной ширине вулканической зоны. Современная ширина пояса позднемиеловых вулканогеимических толщ островодужного типа и в южной части Корякского нагорья, и на Камчатке (без Кроноцкого полуострова) достигает 120 - 150 км. Важно подчеркнуть, что речь идет о ширине собственно зоны вулканизма, где в разрезах в заметных количествах присутствуют эффузивы и грубообломочные тефроиды. В центре Камчатки такие разрезы характерны как для кирганикской свиты на крайнем западе, так и для валагинской серии на

крайнем востоке; на севере Камчатки – для осевой части Срединного хребта и для о-ва Карагинского. Эффузивы и грубообломочные туфы типичны для всех тектонических пластин, сложенных ачайваямской свитой. Это не исключает, конечно, и существования локальных зон с преобладанием мелко- и тонкообломочных тефроидов и туфогенно-осадочных пород [15].

Вместе с тем структура верхнемиеловых толщ, в которой доминируют крупные шарьяжи и зоны сближенных чешуйчатых надвигов, такова, что при ее формировании поперечник складчатой зоны должен был сократиться минимум в 2.5 - 3 раза [3, 34]. Следовательно, первоначальная ширина зоны активного вулканизма должна была превышать 300 - 400 км. Это слишком много для того типа современных дуг, который является эталоном для реконструкций. Можно, конечно, предположить, что ширина вулканического пояса искажена продольными сдвигами, которые могли ее многократно увеличить. Однако ни один такой сдвиг реально не картируется, и подобная гипотеза серьезного обоснования не имеет.

Альтернативным является предположение о формировании кампан-маастрихтских вулканогеимических толщ в нескольких островодужных системах, впоследствии амальгамированных и присоединенных к континенту. В современной структуре подобные системы должны быть разделены швами, возникшими после поглощения малых океанических бассейнов, существовавших между дугами. Нельзя исключить, что один из таких швов, перекрытый более молодыми осадками и вулканидами, проходит вдоль продольного отрезка долины р. Камчатки, продолжаясь на северо-восток в пролив Литке и долину р. Вывенки. Однако довольно спокойная структура мела в районах, наиболее близких к этой линии (Ильпинский п-ов, хр. Майны-Какийне), и не слишком значительные формационные отличия разновозрастных толщ по обе стороны от нее делают такую гипотезу весьма уязвимой.

Больше оснований видеть коллизионный шов между Восточным хребтом и восточными полуостровами Камчатки, где в кайнозойских породах проходит мощная зона надвигов, при переходе через которую строение как кайнозойских, так и меловых толщ меняется довольно существенно. Исходя из этих соображений, автор в дальнейшем предполагает, что подавляющая часть кампан-маастрихтских вулканогеимических толщ Олюторско-Камчатской области сформировалась в пределах одной очень широкой островодужной системы, которую вслед за В.П. Зинкевичем и Н.В. Цукановым [9] можно назвать Ачайваям-Валагинской. Вулканогеимические толщи Кроноцкого полуострова могут относиться к другой островодужной системе и здесь не рассматриваются.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ ДЛЯ ОЦЕНКИ КИНЕМАТИКИ ПЛИТ ПРИ ЗАЛОЖЕНИИ И ДРЕЙФЕ АЧАЙВАЯМ-ВАЛАГИНСКОЙ ДУГИ

Первоначальное положение дуги относительно Евразии. Для суждений о кинематике плит, связанной с эволюцией Ачайвалям-Валагинской островной дуги, важнейшее значение имеют палеомагнитные данные. Они к сожалению пока немногочисленны. Так, по определениям А.М. Хейфеца [21], ачайвалямская свита Олюторского хребта формировалась примерно на 20° южнее современного положения относительно Евразии. Близкие оценки получены Д.В. Коваленко [11, 12] для меловых вулканогенных толщ о. Карагинского. Определение Е.Л. Гуревича и Ю.Ф. Суркиса [8] для меловых толщ Восточного хребта очень неоднородны, но указывают на значительный северный дрейф опробованных объектов. Поэтому можно предполагать, что Ачайвалям-Валагинская дуга сформировалась в океане достаточно далеко (2 - 3 тысячи километров) от ее современного положения на краю Евразии. Все дальнейшие рассуждения основаны, в первую очередь, на этой гипотезе.

Полярность дуги. Одна из важнейших особенностей островодужных систем – их полярность, т.е. асимметрия, закономерным образом связанная с наклоном сейсмофокальной зоны под дугой. Главным проявлением этой асимметрии является характерная последовательность разновозрастных структурно-формационных (геодинамических) зон, включающая желоб, аккреционную призму, преддуговой прогиб, вулканический пояс и различного типа тыловые бассейны.

Попытки оценить полярность Ачайвалям-Валагинской системы или отдельных ее отрезков в литературе известны. Так, В.П. Зинкевич и Н.В. Цуканов [9] на своих реконструкциях рисуют к востоку от южной части позднемелового вулканического пояса преддуговой прогиб, а к западу – краевое море. К образованиям преддугового прогиба они относят ветловскую свиту Восточного хребта и ее аналоги на о-ве Карагинском. Едва ли такая интерпретация правомерна. Во-первых, для ветловской свиты характерно присутствие базальтовых потоков, в то время как современные преддуговые прогибы – структуры в принципе авулканичные. А во-вторых, и это главное, подавляющая часть объема ветловской свиты относится к палеогену и не может рассматриваться в ряду меловых образований. Чешуйчато-надвиговая структура ветловской свиты, сопоставляемая этими авторами с аккреционной призмой меловой дуги, сформировалась еще позднее.

К образованиям краевого моря В.П. Зинкевич и Н.В. Цуканов [9] относят прежде всего ирунейскую свиту, сложенную преимущественно тонко-

зернистыми осадками. Но не следует забывать, что в верхних частях разрезов Срединного хребта преобладают грубообломочные туфы и эффузивы, типичные для островных дуг, и уже, по крайней мере, на маастрихтском уровне верхний мел этой зоны формационно весьма близок к верхнему мелу Восточного хребта. Е.А. Константиновская [15] отнесла к формациям задугового прогиба часть верхнемеловых толщ Валагинского хребта. Это связано прежде всего с достаточно спорной интерпретацией структуры, согласно которой тектоническая пластина, более насыщенная эффузивами, первоначально располагалась восточнее.

Геохимические исследования меловых вулканитов Камчатки не дают отчетливой картины зональности, типичной для современных дуг, но nonetheless щелочные породы как на юге, так и на севере полуострова приурочены к западному краю пояса, что свидетельствует о более восточном положении палеожелоба. С другой стороны, исследователи корякской части Ачайвалям-Валагинской дуги предполагают, что желоб находился к северо-западу от нее, также приводя геохимические аргументы в пользу этой гипотезы [6].

Датировка коллизии дуги с материком. Коллизия островной дуги с континентом приводит, во-первых, к формированию тектонического шва между ними, а во-вторых, к интенсивной деформации в его окрестностях, а иногда и в пределах всего островодужного блока. Это позволяет дать оценку времени столкновения. Современной западной границей Ачайвалям-Валагинского островодужного блока является Ватынско-Лесновский надвиг. Его южным продолжением, по-видимому, служит крупный разлом между меловыми вулканогенными толщами и метаморфитами Срединного хребта. Возраст этих структур, как уже говорилось, оценивается в пределах палеоцена – первой половины эоцена.

Есть данные и о более раннем становлении Ватынского надвига, в автохтоне которого описаны хаотические комплексы, содержащие обломки аллохтона и первоначально квалифицированные как маастрихтские олистостромы [2]. Такая трактовка коренным образом противоречит палеомагнитным данным и основанной на них нашей исходной гипотезе, согласно которой в конце мела Ачайвалям-Валагинская дуга отделялась от окраины Евразии значительным океаническим бассейном. Судя по описанию этих пород, нельзя исключить того, что это не олистостромы, а чисто тектонические меланжи, близкие к описанным в основании Лесновского надвига [17] и не позволяющие датировать возраст разрыва. Именно так интерпретирует большую часть этих образований С.Д. Соколов [23].

Складчатые деформации в окрестностях Лесновского надвига на Западной Камчатке и в северной части Срединного хребта проявились в начале палеоцена и в среднем эоцене [17]. В Восточном хребте переход от мела к палеогену происходит без видимого несогласия. В то же время почти на всей территории Камчатки фиксируется угловое несогласие в основании среднего эоцена. Особенно четко оно проявлено в Валагинском хребте, где меловые, плеоценовые и нижнеэоценовые толщи с резким несогласием перекрыты средним эоценом [4]. Несогласие в основании среднего эоцена фиксируется и на п-ове Озерном. С другой стороны, на юге Корякского нагорья значительных перерывов нет ни на границе мела и палеогена, ни в нижней части кайнозойского разреза, и лишь средне-верхнемиоценовые толщи залегают с резким несогласием [5].

Таким образом, взаимодействие Ачайваем-Валагинского островодужного блока с окраиной Евразии протекало достаточно длительно и сложно, что, собственно, и следует предполагать, исходя из значительных размеров этого блока, первоначальных неровностей как его самого, так и края континента, вероятного наличия крупных поперечных трансформных разломов, рассекавших дугу. Часть деформации может и не быть связанной непосредственно с коллизией, а вызываться другими перестройками, например заложением новых зон субдукции или внутриплитными процессами. Учитывая палеомагнитные данные Д.В. Коваленко [12], согласно которым палеоценовые толщи Ильпинского полуострова формировались еще на некотором удалении от края Евразии, наиболее вероятным временем начала коллизии можно считать первую половину эоцена.

КИНЕМАТИКА ПЛИТ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ АЧАЙВАЕМ-ВАЛАГИНСКОГО ОСТРОВОДУЖНОГО ТЕРРЕЙНА

Поздне меловая и кайнозойская кинематика крупных океанических плит Северной Пацифики известна достаточно хорошо благодаря четкой системе магнитных аномалий, сформированных в рифтовых зонах, разделявших плиты Фараллон, Тихоокеанскую и Кула. Их них только Кула могла в конце мела и начале палеогена взаимодействовать с северо-востоком Евразии или промежуточными плитами, отделявшими ее от этой части материка. Вектор движения этой плиты был направлен на север-северо-запад, а ее скорость относительно Евразии была очень высока (от 15 до 25 см в год для различных интервалов позднего мела и палеогена) [14, 38].

Предполагается, что с конца альба до турона, а может быть, и до середины кампана сближение

плит Кула и Евразии компенсировалось в зоне субдукции на краю океана, над которой формировался Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (рис. 3, I). Возникновение в кампане Ачайваем-Валагинской зоны субдукции должно было отсечь от плиты Кула участок океанической литосферы, который на какое-то время присоединился к Евразии или образовал самостоятельную плиту (Ватынская плита, по С.Д. Соколову [23]) (рис. 3, II), продолжавшую двигаться в сторону Евразии, но с меньшей скоростью, чем плита Кула. Судя по палеомагнитным данным, линейный размер этого участка по меридиану превышал 2000 км.

Вторая перестройка границ плит, по-видимому, приурочена к самому началу палеогена, когда вулканизм в Ачайваем-Валагинской дуге почти полностью прекратился (рис. 3, III). Судя по составу терригенных толщ, согласно перекрывающих вулканы Восточного хребта, дуга в это время находилась уже недалеко от континентальной окраины [32]. Океаническая литосфера к северо-западу от дуги вновь присоединилась к плите Кула, которая продолжала двигаться на север и сближаться с Евразией. Компенсация этого движения требует возникновения или сохранения зоны субдукции на границе континента и океана.

Наконец, третья перестройка границ плит в конце палеоцена или в начале эоцена связана с коллизией уже отмершей Ачайваем-Валагинской дуги с Евразией (рис. 3, IV). Возникают новые Алеутская и Курило-Камчатская зоны субдукции, где поглощается плита Кула, а затем и Тихоокеанская плита.

Рассматривая условия заложения Ачайваем-Валагинской дуги, важно определить, по какую сторону от северной границы плиты Кула закладывался вулканический пояс. Если опираться на достаточно ограниченные данные о составе вулкаников в южной части дуги, то, как уже говорилось, более вероятно расположение желоба к юго-востоку от дуги. В этом случае она должна была формироваться не на плите Кула, а на океанической коре, принадлежавшей либо Евразии, либо промежуточной плите, разделявшей плиты Кула и Евразию. Рассмотрим обе эти гипотезы.

1. Если вулканический пояс Ачайваем-Валагинской дуги располагался на Евразийской плите (рис. 3, II, а), то никакого сближения дуги с материком в период активного вулканизма (кампан-маастрихт) происходить не могло. Оно могло начаться только после прекращения субдукции под Ачайваем-Валагинскую дугу и возникновения новой зоны субдукции между этой дугой и Евразией (рис. 3, III). Весь дрейф плиты в этом случае происходил в палеоцене, и только меридиональная составляющая этого дрейфа превышала 20 см/год. Поглощение 2000 км океанической литосферы

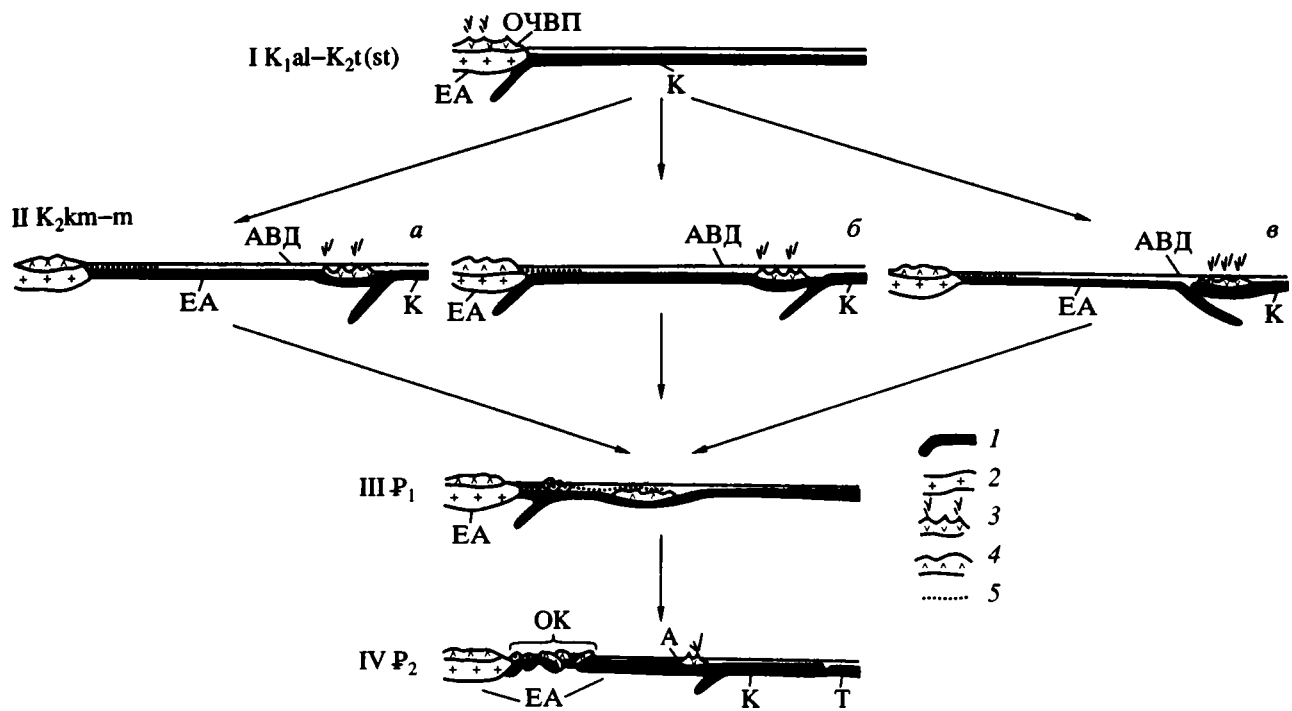


Рис. 3. Кинематические модели развития северо-западной окраины Пацифики и Ачайваям-Валагинской дуги.

1, 2 – литосфера: 1 – океаническая, 2 – континентальная; 3, 4 – надсубдукционные вулканические пояса: 3 – активные, 4 – отмершие; 5 – терригенные осадки подводной окраины. Буквенные обозначения: ОЧВП – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; дуги: АДВ – Ачайваям-Валагинская, А – Алеутская; плиты: ЕА – Евразийская, К – Кула, Т – Тихоокеанская; ОК – Олюторско-Камчатская складчатая область. Римские цифры объяснены в тексте.

должно было привести к формированию заметного пояса палеоцен-раннеэоценовых надсубдукционных вулканитов. Островодужные вулканиты этого возраста в значительных объемах известны в трех зонах Олюторско-Камчатской области.

Во-первых, такой возраст может иметь нижняя часть кинкильской свиты Северо-Западной Камчатки, но, поскольку она перекрывает Ватынско-Лесновский надвиг, ее вулканиты не могут быть связаны с зоной субдукции, компенсирующей дрейф Ачайваям-Валагинской дуги.

Во-вторых, это вулканиты п-ова Говена и хр. Малиновского, но они перекрывают Ачайваям-Валагинский вулканический пояс и, по геохимическим данным И.С. Кравченко-Бережного [5], формировались над зоной субдукции, наклоненной на запад. Такая зона субдукции также не могла быть связана со сближением меловой дуги и Евразии.

Наконец, это восточные полуострова Камчатки, но там вулканизм, начавшийся в палеоцене (а на Кроноцком полуострове – в конце мела), продолжался до конца эоцена, когда и достиг максимального развития. Следовательно, и этот вулканический пояс по своей хронологии не мог быть связан с дрейфом меловой дуги. К тому же, по палеомагнитным данным, палеогеновые формации

полуостровов в среднем эоцене еще находились далеко к югу от современного положения [36]. На западе Камчатки в палеоцене и раннем эоцене известны проявления базальтового и андезитового вулканизма (черепановская свита, свита Кахтанинского мыса). Но их объем настолько невелик, что едва ли можно связывать их происхождение с поглощением более чем 2000 км океанической литосферы.

Таким образом, заложение Ачайваям-Валагинской дуги на литосфере Евразийской плиты следует считать маловероятным.

2. Другая гипотеза состоит в том, что между плитой Кула и Евразией в кампане и маастрихте существовала промежуточная океаническая плита и Ачайваям-Валагинская дуга располагалась на ее краю (рис. 3, II, б). Вулканизм этой дуги обусловливался субдукцией плиты Кула, в то время как промежуточная плита, неся на себе Ачайваям-Валагинскую дугу, дрейфовала на северо-запад и погружалась под Евразию.

В начале палеоцена промежуточная плита вновь присоединилась к плите Кула (рис. 3, III) и с удвоенной скоростью продолжила сближение с материком вплоть до коллизии Ачайваям-Валагинской дуги с континентальной окраиной. В этом случае к северо-западу от Ватынско-Лесновского

надвига должен был располагаться еще один пояс надсубдукционного вулканизма, начавший формироваться в кампане, а максимального развития достигший в палеоцене.

Охотско-Чукотский пояс на последней стадии его развития нельзя рассматривать в качестве такой зоны. Как показали работы Н.И. Филатовой [26, 27] и Е.А. Лебедева [16], наиболее поздние проявления вулканизма, которые с некоторой натяжкой можно рассматривать как надсубдукционные, относятся здесь к началу кампана, в то время как маастрихт-датские вулканы имеют рифтовое происхождение.

В итоге следует прийти к выводу, что поздне-меловая Ачайваям-Валагинская вулканическая дуга, если она начинала формироваться на значительном удалении от материка, не могла заложиться ни на Евразийской плите, ни на плите, разделявшей Евразию и Кула.

3. Остается предполагать, что кампан-маастрихтский глубоководный желоб располагался к северо-западу от Ачайваям-Валагинской дуги, а сама она формировалась на плите Кула (рис. 3, II, в). В этом случае и вулканизм дуги, и ее быстрое сближение с материком были двумя следствиями одного и того же процесса – быстрого дрейфа плиты Кула относительно Евразии с поглощением океанической части Евразийской плиты в зоне субдукции, наклоненной в сторону океана. Этот процесс продолжался до начала палеоцена, когда эта зона субдукции отмирает, а океаническая часть Евразийской плиты присоединяется к плите Кула, сближение которой с Евразией, по-видимому, компенсировалось новой зоной субдукции, располагавшейся северо-западнее и наклоненной под материк (рис. 3, III).

В сущности, возникает такая ситуация, которая уже рассматривалась в первой модели. Однако в этом случае предполагается значительно меньший масштаб субдукции под материк, потому что большую часть своей траектории Ачайваям-Валагинская дуга должна была пройти в кампане и маастрихте. С такой ограниченной по масштабу субдукцией уже можно связывать палеоцен-раннеэоценовые проявления андезитобазальтового вулканизма на Западной Камчатке. Подобная кинематика сохраняется до коллизии Ачайваям-Валагинской дуги с континентом.

Зная современное положение коллизионного шва, время коллизии и начала вулканизма, а также кинематику относительных движений плит Евразии и Кула, нетрудно рассчитать предполагаемую этой гипотезой траекторию движения Ачайваям-Валагинской дуги (рис. 4). Параметры относительной кинематики плит приведены в работе М.В. Кононова [14]. Основные неопределенности в расчете по ним траектории дуги обусловлены неточностью датировок главных геоло-

гических событий. Не ясно, в частности, насколько большей части кампана соответствует нижняя часть меловых островодужных серий Олюторско-Камчатской области. Возраст коллизии также оценивается в довольно широких пределах: от начала палеоцена до середины эоцена. В зависимости от принятых в этих рамках датировок величина общего дрейфа Ачайваям-Валагинской дуги колеблется между 3500 и 1800 км. Область наиболее вероятного места возникновения дуги заключена между начальными точками этих двух траекторий, что согласуется с палеомагнитными данными.

ВОЗМОЖНЫЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ НАИБОЛЕЕ ВЕРОЯТНОЙ КИНЕМАТИКИ ПЛИТ В ОКРЕСТНОСТЯХ АЧАЙВАЯМ-ВАЛАГИНСКОЙ ДУГИ

До сих пор рассматривалась только относительная кинематика плит, движение которых привело к формированию Ачайваям-Валагинского островодужного террейна, и подчеркивалась высокая скорость сближения плиты Кула и Евразии. Но эта скорость определялась прежде всего быстрым абсолютным дрейфом плиты Кула навстречу относительно “медленной” Евразийской плиты, почти целиком состоявшей из гигантского континента [14]. Если зона субдукции, создавшая Ачайваям-Валагинскую дугу, была направлена под плиту Кула, то она должна была испытывать столь же быстрое абсолютное смещение, достигавшее, по оценкам М.В. Кононова, 15 - 20 см/год.

Вопрос об абсолютных перемещениях зон субдукции неоднократно рассматривался в литературе. Можно, в частности, сослаться на мнение А. Кокса и Р. Харта [13], которые считали физически неправдоподобным быстрое продвижение в мантии такого “якоря”, каким является субдукционный блок, погруженный на глубину нескольких сотен километров. Более того, эти исследователи полагали, что низкие скорости абсолютного перемещения зон субдукции отражают важные особенности динамики Земли. Некоторые экспериментальные сейсмологические подтверждения низких абсолютных скоростей островных дуг Западной Пацифики были получены Л.П. Зоненшайном и Л.А. Савостиным [10].

Достаточно очевидно, что абсолютная скорость перемещения любой зоны субдукции в первом приближении соответствует скорости “нависающей” плиты. Как показано в работе [39], нависающие края большинства плит в обрамлении Пацифики за последние 120 млн. лет испытали значительное смещение в сторону океана. В сущности, это следствие раскрытия Атлантики и Индийского океана. Ц. Гарфанкел и др. [39] видят в этом доказательство аналогичного смещения зон субдукции, хотя нельзя исключить и того, что

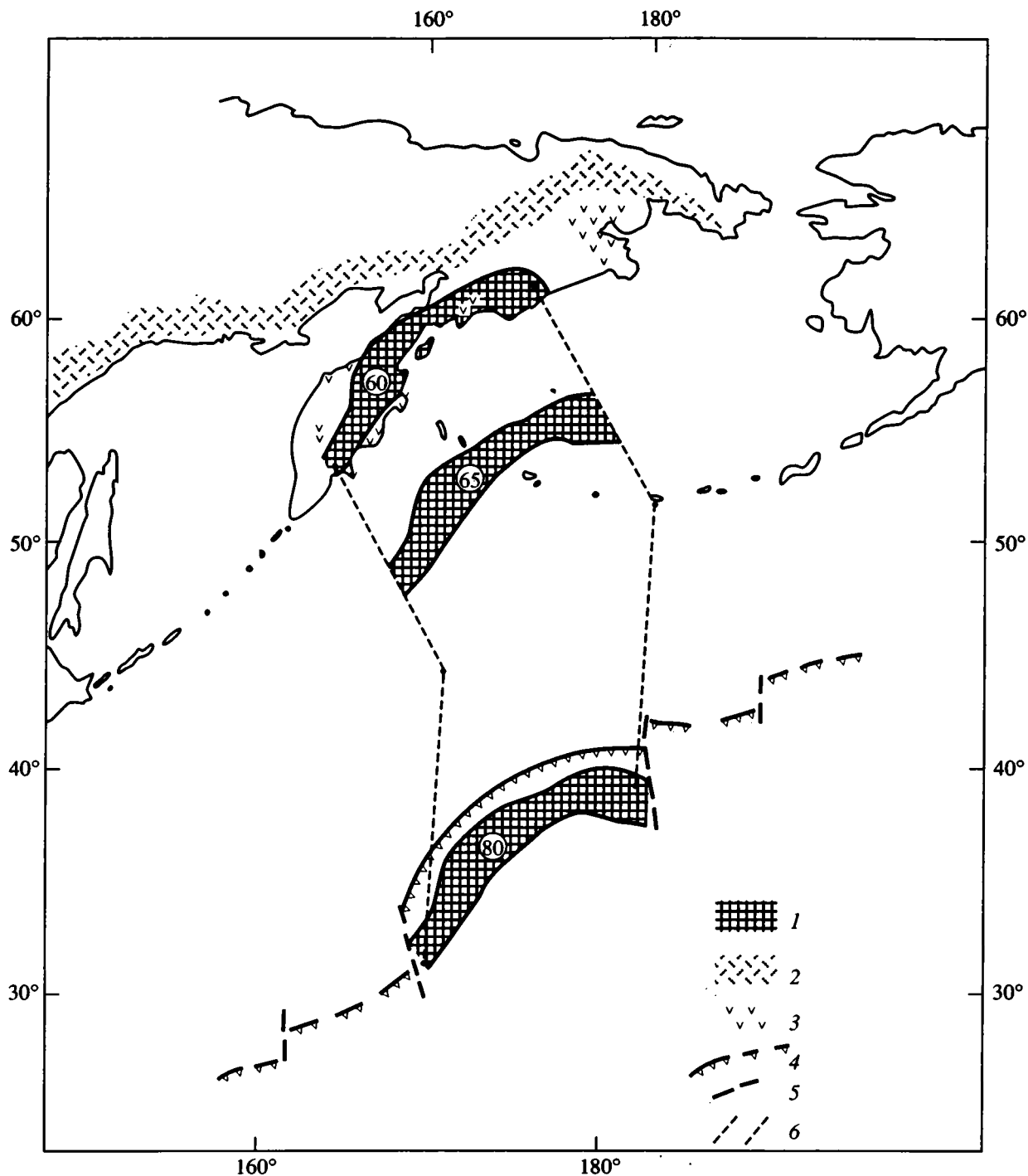


Рис. 4. Дрейф Ачайваам-Валагинской дуги.

1 – Ачайваам-Валагинская дуга; 2, 3 – другие проявления надсубдукционного вулканизма: 2 – альб-туронского, 3 – палеоцен-раннеэоценового; 4 – предполагаемое положение желоба при заложении Ачайваам-Валагинской дуги; 5 – трансформные разломы; 6 – траектория Ачайваам-Валагинской дуги с 80 до 60 (цифры в кружках) млн. лет назад, вычисленная на основе относительной кинематики плит Кула и Евразия по [14].

сокращение Тихого океана осуществляется не столько путем плавного перемещения непрерывно действующих зон субдукции, сколько в результате их “перескоков”, т.е. возникновения новых зон при отмирании старых.

Скорость миграции различных зон субдукции в направлении, противоположном их наклону, колеблется, по данным этих авторов, от 1 до 2.5 см/год, что на порядок ниже, чем абсолютные скорости плит, вовлекаемых в субдукцию. Но и

этот относительно медленный процесс имеет важные геодинамические следствия. "Попытная" миграция зоны субдукции приводит к оттоку мантийного вещества из-под субдуцируемой плиты под плиту нависающую. Согласно численным моделям Ц. Гарфанкела и др. [39], такой массообмен приводит к усилению циркуляции под нависающей плитой и к образованию в ее фронтальной части зоны дополнительного растяжения. К этому следует добавить, что у нижней кромки погружающейся плиты, вероятно, создается горизонтальный поток, тем более интенсивный, чем тоньше слой конвектирующей мантии. Кажется очевидным, что при увеличении скорости перемещения зоны субдукции все эти процессы должны усиливаться.

Можно попытаться приложить эту качественную модель для объяснения некоторых особенностей кампан-маастрихтской Ачайваям-Валагинской дуги, связанной с зоной субдукции, скорость абсолютного перемещения которой могла достигать 15 - 20 см/год (рис. 5). Уже говорилось о необычно большой ширине вулканической зоны, в пределах которой распределение центров извержений имело скорее ареальный, чем линейный характер. Кроме того, в отличие от современных островодужных систем, вулканические оси и депоцентры которых пространственно разделены, кампан-маастрихтский вулканический пояс структурно был глубоким прогибом, где вулканизм шел на фоне очень интенсивного осадконакопления. Наконец, по некоторым геохимическим показателям вулканыты Ачайваям-Валагинской дуги занимают как бы промежуточное положение между современными островодужными и океаническими лавами [6, 35].

В рамках рассматриваемой модели необычную ширину вулканической зоны можно связать с выполаживанием нижней части субдуцируемой плиты под влиянием мантийного потока у ее нижней кромки, а прогибание вулканической зоны – с растяжением литосферы надсубдукционного блока. Наконец, интенсивное поступление недифференцированной мантии из-под зоны субдукции и вовлечение ее в надсубдукционную циркуляцию может оказать влияние и на геохимию выплавов, формирующихся в этой зоне.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ строения Ачайваям-Валагинской вулканической дуги и ее соотношений с другими комплексами показывает, что формирование этой структуры, ее дрейф и коллизия с континентом требуют признания нескольких перестроек на границах плит Северной Пацифики. Наиболее вероятно формирование вулканической дуги на плите Кула над зоной субдукции, наклоненной в сторону океана. Быстрый абсолютный дрейф плиты Кула сопровождался столь же быстрым перемещением зоны субдукции. Таким образом, в самом конце мела, когда скорость перемещения плит в северной части Тихого океана достигла максимальных величин, значительная часть северного края плиты Кула, по-видимому, не испытывала субдукции. Это ставит под сомнение ведущую роль субдукционного затягивания как фактора, определяющего движение плит. Однако должно быть ясно, что само представление о значительном дрейфе Ачайваям-Валагинской дуги базируется прежде всего на очень ограниченных палеомагнитных данных. Поэтому прогресс в

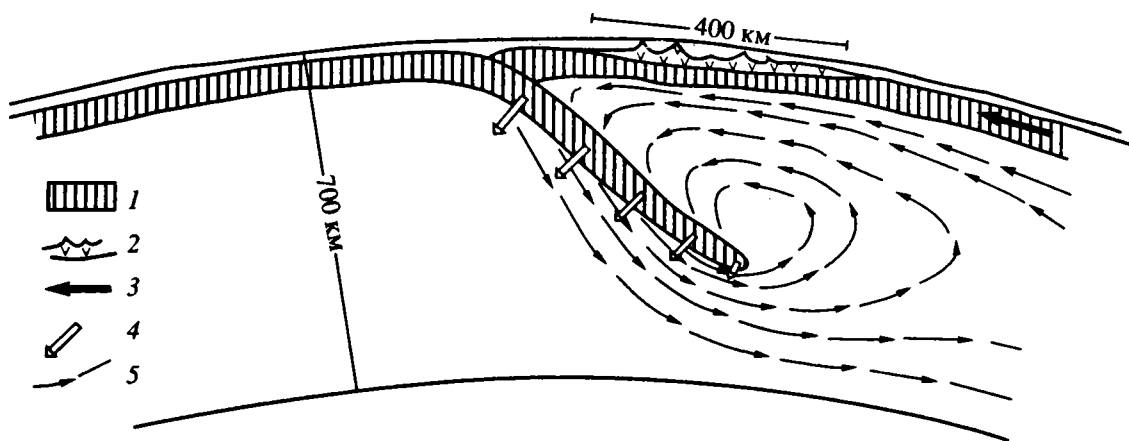


Рис. 5. Гипотетическая схема геодинамических условий формирования вулканической дуги над зоной субдукции, испытывающей абсолютное смещение в направлении, противоположном ее наклону.

1 – океаническая литосфера; 2 – вулканогенно-осадочные формации дуги; 3, 4 – векторы движения; 3 – правой плиты, 4 – материальных точек субдуцируемой плиты; б – линии тока в подлитосферной мантии с учетом данных [39]. Для упрощения левая плита показана неподвижной в абсолютных координатах. Мощность слоя конвектирующей мантии принята равной 700 км. Вертикальный масштаб выдержан не строго.

дальнейшем исследовании этой проблемы зависит от получения дополнительных палеомагнитных определений из поздне меловых и раннепалеогеновых комплексов Олюторско-Камчатской складчатой области.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 93-05-8615).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. М.: Наука, 1993. 272 с.
2. Алексеев Э.С. Основные черты развития структуры южной части Корякского нагорья // Геотектоника. 1969. № 1. С. 85 - 96.
3. Астраханцев О.В., Казимиров А.Д., Хейфец А.М. Тектоника северной части Олюторской зоны // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 161 - 183.
4. Бахтеев М.К., Беньямовский В.Н., Брагин Н.И., Витухин Д.И., Морозов О.А., Тихомирова С.Р., Шанцер А.Е. Новые данные по стратиграфии Восточной Камчатки // Стратиграфия и корреляция. 1994. № 1. С. 27 - 39.
5. Геология западной части Берингоморья. М.: Наука, 1990. 154 с.
6. Геология юга Корякского нагорья. М.: Наука, 1987. 167 с.
7. Григорьев В.Н., Шапиро М.Н. Верхнемеловые вулканы перешейка Камчатки // Тихоокеанская геология. 1986. № 4. С. 58 - 66.
8. Гуревич Е.Л., Суркис Ю.Ф. Палеомагнетизм верхнемеловых пород Восточной Камчатки // Палеомагнетизм и геодинамика территории СССР. Л.: ВНИГРИ, 1991. С. 119 - 135.
9. Зинкевич В.П., Цуканов Н.В. Формирование аккреционной структуры Восточной Камчатки в позднем мезозое - раннем кайнозое // Геотектоника. 1992. № 4. С. 97 - 112.
10. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.
11. Коваленко Д.В. Палеомагнитные исследования островодужных комплексов Олюторской зоны, о-ва Карагинского и тектоническая интерпретация результатов // Геотектоника. 1990. № 2. С. 92 - 101.
12. Коваленко Д.В. Палеомагнетизм палеогеновых комплексов п-ова Ильпинский (Камчатка) // Геотектоника. 1992. № 5. С. 78 - 95.
13. Кокс А., Харт Р. Тектоника плит. М.: Мир, 1989. 427 с.
14. Кононов М.В. Тектоника плит северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1989. 168 с.
15. Константиновская Е.А. Меловые структурно-формационные комплексы северной части Валагинского хребта (восточная часть Камчатки) // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 140 - 161.
16. Лебедев Е.Л. Стратиграфия и возраст Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1987. 175 с.
17. Очерки тектонического развития Камчатки. М.: Наука, 1987. 247 с.
18. 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.
19. Разницын Ю.Н., Хубуная С.А., Цуканов Н.В. Тектоника восточной части Кроноцкого п-ова и формационная принадлежность базальтов (Камчатка) // Геотектоника. 1983. № 6. С. 30 - 46.
20. Ротман В.К. О соотношении ирунейской и киргизской свит Центральной Камчатки // Материалы межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Сахалина, Камчатки, Курильских и Командорских островов. М.: Гостоптехиздат, 1961. С. 80 - 90.
21. Савостин Л.Л., Хейфец А.М. Палеомагнетизм маастрихт-палеоценовых островодужных образований Олюторской зоны (Южная Корякия) // Палеомагнетизм и аккреционная тектоника. Л.: ВНИГРИ, 1988. С. 127 - 140.
22. Смирнов Л.М. Тектоника Западной Камчатки // Геотектоника. 1971. № 3. С. 104 - 117.
23. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
24. Ставский А.П., Чехович В.Д., Кононов М.В., Зоненшайн Л.П. Палинспастические реконструкции Анадырско-Корякского региона с позиций тектоники литосферных плит // Геотектоника. 1988. № 6. С. 32 - 42.
25. Тарасенко Т.В., Мельникова С.А., Серова М.Я. Расчленение и обоснование возраста верхнемеловых и нижнепалеогеновых отложений хребта Майни-Кайкйне (Корякское нагорье) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 11. С. 139 - 146.
26. Филатова Н.И. Меловой - палеогеновый вулканизм зоны перехода Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской областей // Геотектоника. 1979. № 5. С. 98 - 115.
27. Филатова Н.И. Тектоническая позиция маастрихт-эоценового базальтоидного магматизма в северо-западной части Тихоокеанского пояса // Геотектоника. 1987. № 4. С. 85 - 101.
28. Флеров Г.Б., Колосков А.В. Щелочной базальтовый магматизм Центральной Камчатки. М.: Наука, 1976. 147 с.
29. Хотин М.Ю. Эффузивно-туфо-кремнистая формация Камчатского мыса. М.: Наука, 1976. 197 с.
30. Цуканов Н.В. Тектоническое развитие приокеанической зоны Камчатки в позднем мезозое - раннем кайнозое. М.: Наука, 1991. 103 с.
31. Шанцер А.Е., Шапиро М.Н., Колосков А.В., Челебаева А.И., Синельникова В.Н. Эволюция структуры Лесновского поднятия и прилегающих территорий в кайнозое (Северная Камчатка) // Тихоокеанская геология. 1985. № 4. С. 66 - 74.

32. Шапиро М.Н., Маркевич П.С., Гречин В.И., Константиновская Е.А. Мел-палеоценовые песчаники Камчатки: состав и проблема источников // Литология и полезные ископаемые. 1993. № 1. С. 36 - 49.
33. Шапиро М.Н., Петрина Н.И. Новые данные о геологическом строении о-ва Карагинского // Тихоокеанская геология. 1985. № 1. С. 106 - 110.
34. Шапиро М.Н., Сляднев Б.И., Ландер А.В. Чешуйчато-надвиговая структура северной части Восточно-Камчатского антиклинория // Геотектоника. 1984. № 6. С. 84 - 98.
35. Шульдинер В.И., Высоцкий С.В., Ханчук А.И., Шапиро М.Н. Магматические и метаморфические породы фундамента островных дуг и краевых морей // Петрология и геохимия островных дуг и краевых морей. М.: Наука, 1987. С. 6 - 39.
36. Bazhenov M.L., Burtman V.S., Krezhovskikh O.A., Shapiro M.N. Paleomagnetism of Paleogene rocks of the Central-East Kamchatka and Komandorsky Islands: tectonic implications // Tectonophysics. 1992. V. 201. P. 157 - 173.
37. Debiche M.G., Cox A., Engebretson D. The motion of allochthonous terranes across the North Pacific Basin // Geol. Soc. Amer. Spec. Paper. 1987. V. 207. 52 p.
38. Engebretson D.G., Cox A., Gordon R.G. Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific Basin // Geol. Soc. Amer. Spec. Paper. 1985. V. 206. 59 p.
39. Garfunkel Z., Anderson S.A., Shubert G. Mantle circulation and the lateral migration of subducted slabs // Journal of Geophysical Research. 1986. V. 91. № B7. P. 7205 - 7224.
40. Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region / Ed. D.G. Howell. Texas, USA: Houston, 1985. 581 p.

Рецензенты: С.Д. Соколов, В.С. Буртман

Late Cretaceous Achaivayam-Valaginskiy Volcanic Arc (Kamchatka): Implications for the Kinematics of the North Pacific Plates

M. N. Shapiro

Joint Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow

Highly dislocated volcanic rocks of the late Campanian-Maestrichtian, alternating with the marine tuffaceous sediments, are widespread in a vast zone from the Vatyna River on the northeast to the Median and East Kamchatka ranges. Judging from the rock compositions, this complex is similar to formations of the intraoceanic island arcs. The present structure and fault boundaries of the complex suggested to result from an island arc drift and collision with the continent that is favored by the available paleomagnetic data. Some possible models of plate kinematics responsible for initiated subduction and arc migration were considered to show that most likely the arc was originated on the Kula plate northern margin, when an oceanic part of the Eurasian plate was subducting under it. This subduction zone had to be fast migrating to the north.

УДК 551.242(571.66)

СТРУКТУРА МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА СРЕДИННО-КАМЧАТСКОГО МАССИВА

© 1995 г. А. В. Рихтер

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 17.03.94 г.

В статье рассматривается вопрос о границе между структурами Западной Камчатки и аккреционными комплексами Восточной Камчатки, расположенной в пределах метаморфического комплекса Срединно-Камчатского массива. Обосновывается покровно-складчатое строение метаморфического комплекса и поднадвиговый генезис позднемелового метаморфизма пород.

Крупные выходы метаморфических пород на п-ове Камчатка известны в Ганальском хребте – Ганальский массив и в южной части Срединного хребта – Срединно-Камчатский массив (рис. 1, врезка А). По вещественному составу в целом они существенно различаются между собой. Метаморфические образования Ганальского хребта, являющиеся элементом аккреционной структуры Восточной Камчатки, представлены главным образом метабазитами (океаническими и островодужными), тогда как в Срединном хребте в большей степени развиты метапелиты, которые, по-видимому, следует рассматривать в составе Западно-Камчатских структур. Контакт между этими разнородными и сложно построенными областями происходит, как показали исследования, в пределах Срединно-Камчатского метаморфического массива и пространственно приурочен к его северным и восточным окраинам.

По данным А.И. Ханчука [10 и др.], массив имеет следующее строение. В основании залегают полиметаморфические, преимущественно метапелитовые образования колпаковской серии, прорванные гранитами крутогорского комплекса. Они рассматриваются в качестве кристаллического фундамента для перекрывающих их одноактно и неоднородно метаморфизованных вулканогенно-терригенных толщ малкинской серии. В основании разреза этой серии на базальных конгломератах залегают метапелитовая толща, которую А.И. Ханчук [10] сопоставляет с шихтинской свитой В.П. Мокроусова. Она перекрывается метабазитовой толщей андриановской свиты. Контакт между этими толщами считается согласным, хотя в отдельных местах отмечаются конгломераты [5]. Выше вулканогенной толщи андриановской свиты согласно залегают метапелитовая толща (хейванская свита), перекрываемая терригенно-кремнисто-туфогенной толщей (химкинская свита) или фаціаль-

но ее замещающей эффузивной толщей (алисторская свита). Вулканогенно-терригенные отложения малкинской серии рассматриваются А.И. Ханчуком [10] как метаморфизованный полого лежащий чехол Охотоморской платформы.

Необходимо сразу же отметить, что из всего многообразия тектонических интерпретаций генезиса метаморфических образований Срединно-Камчатского массива можно выделить две принципиально различные точки зрения. Одна из них рассматривает метаморфический комплекс как фрагмент относительно древней Охотоморской плиты (платформы), игравшей в мезозойской истории Камчатки роль срединного массива или инородного террейна. При этом в строении метаморфического массива выделяют полиметаморфический фундамент (докембрийский или палеозойский) и вулканогенно-осадочный чехол (малкинская серия, условно домелового возраста).

Другая точка зрения основана на представлениях о постепенном переходе неметаморфизованных толщ (включая верхнемеловые) в метаморфические породы, вплоть до образования по ним гнейсов и гранито-гнейсов [6 и др.]. Исходя из этих представлений выходы метаморфических пород Срединного хребта рассматривают как метаморфическую зону (парный с метаморфическими породами Ганальского хребта пояс, краевое поднятие Западно-Камчатской позднемеловой складчатой зоны и другие варианты), в которой палеозойские и мезозойские отложения, подвергшись метаморфизму и частичной гранитизации, сформировали меловую континентальную кору. Таким образом, согласно второй точке зрения, метаморфические породы являются новообразованными, возникшими в позднемезозойский этап развития Камчатки.

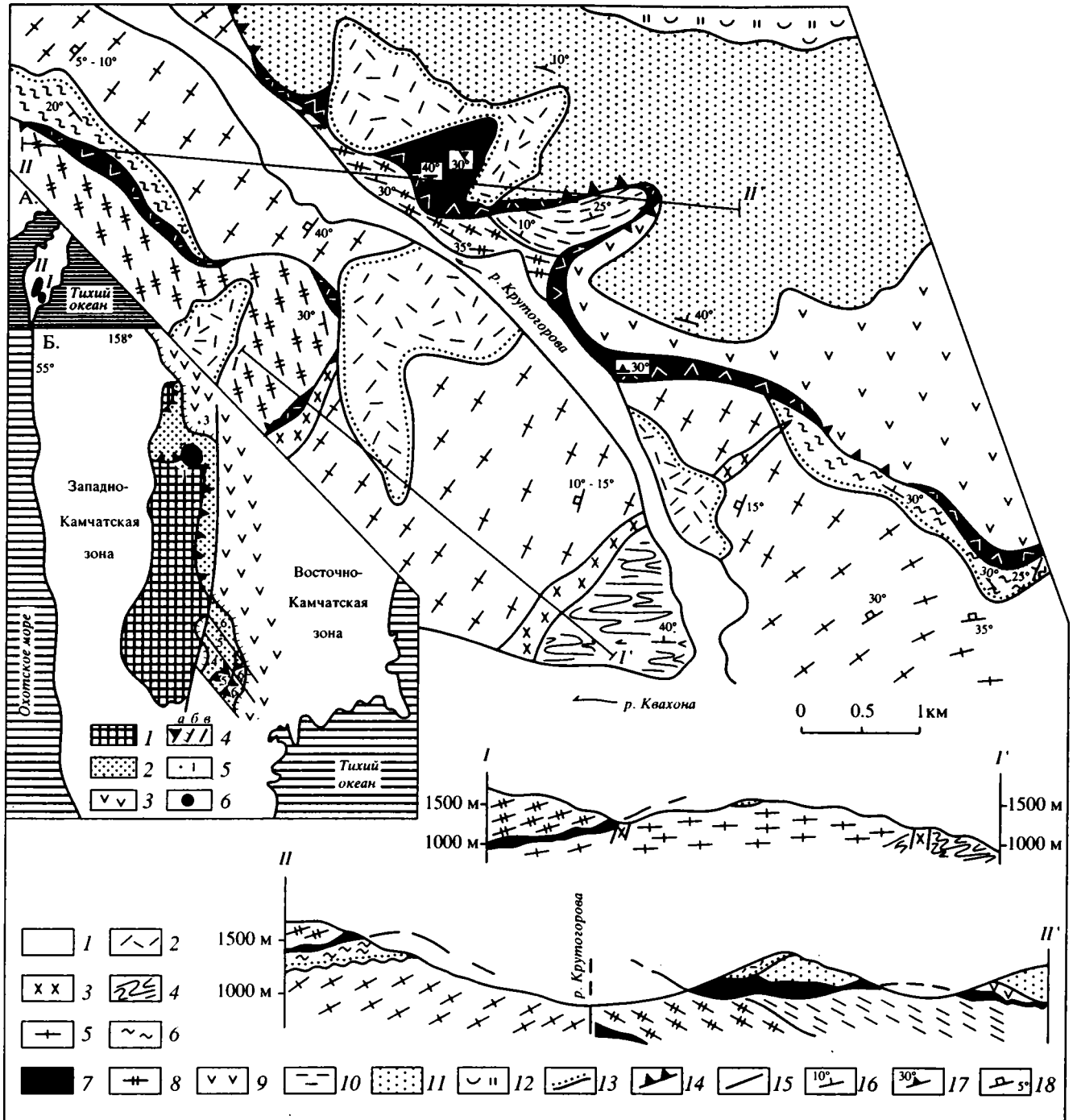


Рис. 1. Схема геологического строения верхьев р. Крутогорова. Врезки – местоположение Ганальского (I) и Срединно-Камчатского (II) массивов (А) и схема позднемеловой тектонической зональности Камчатки (Б).

1 - 3 – кайнозойские образования: 1 – аллювий, 2 – туфы, 3 – диориты; 4 - 6 – автохтонный комплекс: 4 – колпаковская серия, 5 – граниты крутогоровского комплекса, 6 – шихтинская свита; 7 - 12 – аллохтонный комплекс: 7 – метатипербазиты, 8, 9 – андриановская свита: 8 – в нижней пластине, 9 – в верхней пластине, 10, 11 – хейванская свита: 10 – в нижней пластине, 11 – в верхней пластине, 12 – химкинская свита; 13 – несогласный стратиграфический контакт; 14, 15 – разломы: 14 – надвиги в основании пластин, 15 – крутопадающие разломы; 16 - 18 – элементы залегания: 16 – слоистости, 17 – сланцеватости цемента меланжей, 18 – гнейсовидности в гранитах. Для врезки Б: 1 – автохтонный комплекс; 2, 3 – аллохтонные комплексы: 2 – нижняя система покровов, 3 – поверхностный покров; 4 – разломы: а, б – надвиги: а – глубинные, б – поверхностные, в – прочие разломы; 5 – местоположение и номера разрезов на рис. 2; 6 – местоположение района работ.

В настоящей статье рассмотрено геологическое строение одного из ключевых участков Срединно-Камчатского массива (верховья р. Крутогорова – Хангарский перевал) и дается несколько отличная от вышеприведенных интерпретация строения и структуры метаморфических образований массива.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И СТРУКТУРА

Нижним структурным элементом в данном районе являются выходы пород *колпаковской серии* (рис. 1). Она представлена мигматизированными биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами, кристаллическими сланцами, иногда с силлиманитом. Исходными породами для гнейсов и кристаллических сланцев, судя по петрохимическим характеристикам на диаграмме А.А. Предовского [8], служили граувакки, полимиктовые песчаники и глинистые породы натровой серии. Гнейсы пронизаны многочисленными птигматитовыми жилами. В разрезе толщи присутствуют маломощные и немногочисленные прослои биотит-амфиболовых гнейсов, гранат-клинопироксеновых кристаллических сланцев, амфиболитов и гранатовых амфиболитов. Амфиболиты, судя по петрохимическим параметрам, образовались по базальтам и андезит-базальтам океанической серии толеитового ряда.

В целом, если исключить мелкую складчатость, породы *колпаковской серии* падают на север под углами $30^\circ - 40^\circ$. В гнейсах и амфиболитах развиты мелкие лежачие изоклиналильные складки, осевые плоскости которых параллельны гнейсовидности, а в случаях, когда переслаиваются биотитовые гнейсы с биотит-амфиболовыми или с амфиболитами, наблюдается субпараллельность осевых плоскостей складок с первичной слоистостью толщи. В замках складок присутствуют гранитные инъекции, утоняющиеся на крыльях, где они “растворяются” в основной массе гнейсов. Птигматитовые складки широко распространены в замковых частях изоклиналильных складок. Такие структурные формы образуются при ламинарном течении вещества [7]. Развитие мигматитов параллельно осевым плоскостям складок и параллельность их сланцеватости, совпадающей со слоистостью на крыльях складок, указывают на синскладчатое происхождение мигматитов. К сожалению, отсутствие должного количества химических анализов мигматитов и пород *колпаковской серии* позволяет лишь предполагать анатектическое происхождение мигматитов.

Абсолютный возраст метаморфизма пород, преобразованных в гнейсы и кристаллические сланцы *колпаковской серии*, определенный рубидий-стронциевым методом, составляет

127 ± 6 млн. лет (неоком), отношение изотопов стронция – 0.706 [1].

Структурно выше в породах *колпаковской серии* появляются сложные, причудливо изогнутые складчатые формы, сминающие изоклиналильные складки ламинарного течения. Эти изменения структурных форм происходят вблизи контакта пород *колпаковской серии* с прорывающими их гнейсовидными гранитами *крутогоровского комплекса*. Непосредственный контакт обычно “залечен” постметаморфическими и посткинematическими диоритами и гранитами неогенового возраста. Граниты *крутогоровского комплекса* отличаются от анатектических гранитоидов (мигматитов) *колпаковской серии* и прорывают их.

Граниты крутогоровского комплекса по минеральному составу относятся к нормальным двуполевошпатовым, двуслюдяным гранитам. Они состоят из кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза, биотита, мусковита, иногда присутствует роговая обманка. По петрохимическим параметрам (на диаграмме альбит–анортит–ортоклаз) они попадают в поле гранитов и адаметлитов, а на диаграмме Х. Куно – в поле известково-щелочной серии. Средние весовые количества окисей калия и натрия почти равные (3.4 и 3.3% соответственно).

Граниты гнейсовидны за счет ориентированного расположения слюд, плагиоклаза, роговой обманки. Судя по элементам залегания гнейсовидности, они образуют пластовое тело, полого погружающееся в северо-западном направлении под углами $10^\circ - 35^\circ$, видимая мощность которого оценивается более чем в один километр [10]. По-видимому, граниты залегают в замке крупной антиформы субмеридионального простирания или в периклинали более частной структуры – Хангарского гранито-гнейсового купола.

Как было отмечено, структурно ниже гранитного тела залегают гнейсы *колпаковской серии*, тогда как вмещающие толщи в его кровле нигде не вскрыты. Поэтому остается неясным, внедрились ли граниты по плоскостям отслоения внутри разреза *колпаковской серии* или они образовывали, как это часто бывает, межформационное тело между породами *колпаковской серии* и некими неизвестными толщами. Возраст гранитов *крутогоровского комплекса* меньше 127 млн. лет (неоком), поскольку они прорывают образования *колпаковской серии*, но должен быть больше возраста отложений шихтинской свиты, залегающих на них с размывом.

Важно также подчеркнуть, что граниты часто имеют бластокатакlastическую структуру с регрессивными минеральными парагенезисами из мелкочешуйчатого биотита, мусковита, эпидота, хлорита. Причем ориентировка вторичной сланцеватости в гранитах и сланцеватости в породах *малкинской серии*, как отмечено А.И. Ханчуком [10],

совпадают. Следовательно, эта сланцеватость в гранитах и связанные с ней минеральные парагенезисы отражают более поздний этап тектонических движений и метаморфизма, общий с породами малкинской серии.

Граниты крутогоровского комплекса перекрываются метатерригенными отложениями *шихтинской свиты*. На юго-востоке участка контакт незначительно тектонически сорван. Вдоль него внедрены силлы кайнозойских базальтов, диоритов или кварцевые жилы и аплиты, а также развиты зоны вторичных кварцитов. Тем не менее в нижних частях разреза шихтинской свиты здесь постоянно присутствуют инородные включения: плавающая мелкая галька и валуны до 1.5 м в поперечнике гранитов крутогоровского комплекса, гнейсов, кристаллических сланцев и амфиболитов колпаковской серии с автономной гнейсовидной и сланцеватой структурой, дискордантной сланцеватости пород шихтинской свиты. В северо-западной части участка (левобережье р. Крутогорова) наблюдается несогласный стратиграфический контакт пород шихтинской свиты с подстилающими гранитами. Граниты вблизи контакта брекчированы и ожелезнены. В пределах зоны стратиграфического контакта также залегает силл кайнозойских базальтов, внедренный в гравелиты и конгломераты, обломки которых представлены гранитами крутогоровского комплекса. Обломки как округлые, так и угловатые, размером от 1 до 10 см. Собственно шихтинская свита сложена черными мелкозернистыми сланцами. Степень их метаморфизма – от сланцев “зоны граната” до низов ставролитовой фации. Первично толща была сложена глинами (гидрослюдистые глины по диаграмме А.А. Предовского [8]) с редкими прослоями полимиктовых до аркозовых песчаников.

Проведенные исследования показали, что вышележащие породы *андриановской*, *хейванской* и *химкинской свит* слагают крупный тектонический покров, залегающий на гранитах крутогоровского комплекса или на отложениях шихтинской свиты. Покров состоит из двух тектонических пластин, в основании которых залегают метаморфизованные серпентинитовые меланжи. Меланжи не образуют протяженных пластовых тел в основании пластин, а слагают сильно уплотненные линзы максимальной мощностью до 50 - 70 м (правобережье р. Крутогорова). Обычно же мощность меланжей не превышает нескольких метров. Цемент меланжей метаморфизован так же, как подстилающие породы шихтинской свиты и перекрывающие породы андриановской или хейванской свит, и представлен тремолитовыми, тремолит-хлоритовыми сланцами с реликтами серпентина.

Меланжи неоднородны по строению. В серпентин-тремолитовых сланцах в основании нижней и верхней пластин встречаются будинированные крупные (до нескольких десятков метров по простиранию) тектонические включения массивных метагипербазитов, округлые тектонические окатыши размером до 0.5 м массивных измененных серпентинитов, габбро-амфиболитов, амфиболитов пироксенитов, горнблендитов, редко – гранитов крутогоровского комплекса или гнейсов колпаковской серии. На отдельных участках в серпентин-тремолитовых сланцах цемента меланжа, залегающего в основании верхней пластины (правобережье р. Крутогорова), встречаются конгломератовидные образования. Слабо уплотненные тектонические окатыши массивных серпентин-тремолитовых пород размером от 1 до 20 см в серпентин-тремолитовых сланцах иногда распределяются по размерам в виде градационных слоев, создавая впечатление стратифицированных образований осадочного генезиса. Они перемежаются с линзами массивных серпентин-тремолитовых пород. Все эти образования ранее рассматривались как конгломераты в основании андриановской свиты [5, 10], а серпентин-тремолит-хлоритовые сланцы цемента меланжей не отличали от актинолит-хлоритовых сланцев андриановской свиты, включая их в состав последней.

Отложения *андриановской свиты*, присутствующие в нижней и верхней пластинах, фациально различны. В нижней пластине они представлены однообразными актинолит-хлоритовыми сланцами, образованными по слоистым туфам или туфогенно-осадочным образованиям. В верхней пластине помимо туфов присутствуют многочисленные лавовые образования и агломератовые туфы, характеризующие фации, приближенные к вулканическим центрам.

Амфиболовые сланцы и зеленокаменно измененные массивные породы андриановской свиты по петрохимическим характеристикам соответствуют базальтам и их туфам и относятся к островодужным сериям. Содержание окиси титана в них не превышает 0.9%, но характерно повышенное содержание окиси магния (в среднем – 8.5%).

Залегающие стратиграфически выше метатерригенные отложения *хейванской свиты* вскрываются как в нижней, так и в верхней пластинах. Существенных различий между ними не обнаружено (за исключением степени метаморфизма). Свита сложена черными углеродистыми аргиллитами с прослоями темно-серых песчаников, метаморфизованных от филлитов хлоритовой субфации до биотит-гранатовых сланцев. В породах различаются осадочные текстуры, обломочные зерна кварца и плагиоклаза. Анализы пород свиты на диаграмме А.А. Предовского [8] попадают

в поле гидрослюдистых глин, а также в поле полимиктовых песчаников и глинистых граувакк.

Отложения хейванской свиты верхней тектонической пластины стратиграфически согласно перекрываются отложениями *химкинской свиты*. Она сложена зеленовато-серыми туфосилитами, туффитами, туфопесчаниками, метаморфизованными в хлоритовой субфации.

Отложения андриановской, хейванской и химкинской свит в тектонических пластинах образуют полого-складчатые структуры, углы падения слоистости изменяются от 10° до 40°. В целом тектонические пластины и слагаемый ими покров погружаются в северных румбах, облекая с севера и востока крупные по площади выходы пород колпаковской серии и шихтинской свиты (автохтона). Сланцеватость в породах тектонического покрова, а также в подстилающих отложениях шихтинской свиты и вторичная сланцеватость в гранитах крутогорского комплекса конформны, что указывает на принадлежность их к одному тектоническому этапу, с которым и были связаны эти структурно-метаморфические преобразования пород.

Представляет интерес распределение метаморфических изменений пород по структурному разрезу. Метапелиты хейванской свиты верхней пластины метаморфизованы в зеленосланцевой фации (хлоритовая субфация). Порфиروبласты биотита появляются лишь вблизи нижнего тектонического контакта пластины, там, где породы хейванской свиты подстилаются метаморфизованным меланжем. В породах хейванской свиты нижней пластины, помимо порфиробластов биотита, имеется гранат. В метапелитах шихтинской свиты, залегающей под тектоническим покровом, помимо граната, есть ставролит.

Таким образом, структурно сверху вниз метаморфизм увеличивается от хлоритовой субфации через биотитовую субфацию зеленосланцевой фации, "зону граната" до низов ставролитовой фации или до среднетемпературной ставролит-биотит-гранат-мусковитовой субфации фации дистеновых сланцев. Особенности структуры района и метаморфизма пород малкинской серии (андриановская, хейванская и химкинская свиты) позволяют полагать, что метаморфизм был обусловлен становлением тектонического покрова. Возраст метаморфизма, определенный по метапелитам хейванской свиты из верхней пластины, составляет, по данным В.С. Григорьева [2], 62 ± 6 млн. лет (даний), при отношении изотопов стронция – 0.707. Близкие значения возраста получены для пород хейванской свиты из южной части Срединно-Камчатского массива – 75 млн. лет (маастрихт).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

1. Представления о покровно-складчатом внутреннем строении Срединно-Камчатского метаморфического массива были высказаны Г.В. Жегаловой в конце 70-х годов [3, 4]. Геолого-съёмочные и тематические работы последних лет, проводившиеся на различных участках Срединно-Камчатского массива, подтверждают это предположение. Аналогичные выводы о покровно-складчатом строении метаморфических толщ можно сделать и по изученному участку. Здесь выделяется *относительный автохтон*, состоящий из метаморфизованного и гранитизированного в неоконе фундамента, прорванного гранитами крутогорского комплекса и залегающего с размывом метаморфизованного осадочного чехла (шихтинская свита). Последняя должна быть исключена из состава малкинской серии, поскольку является элементом иной структурно-формационной зоны. *Аллохтонный комплекс*, имеющий метаофиолитовое основание, представлен малкинской (в новом ее объеме) серией: андриановской, хейванской и химкинской свитами, характеризующими островодужные и приостроводужные дистальные фации. Аллохтонный комплекс состоит из серии покровных пластин, относительно спокойно залегающих на образованиях автохтона. Наличие подобной структуры не позволяет рассматривать малкинскую серию как чехол Охотоморской платформы (по А.И. Ханчуку [10]), а полученные в последние годы данные по возрасту метаморфизма пород колпаковской серии не подтверждают представлений о докембрийском или палеозойском возрасте фундамента Охотоморской плиты, если таковая существует.

2. Вещественные комплексы совмещенных структурно-формационных зон имеют различное основание: гранито-гнейсовое в автохтоне и меланократовое в аллохтоне. Время тектонического совмещения и связанного со становлением покровов поднадвигового метаморфизма по определениям абсолютного возраста соответствует маастрихту – данию. Эти данные находятся в некотором несоответствии с позднекампанским – раннемаастрихтским возрастом так называемых барабских конгломератов, обоснованным остатками флоры [11].

Непосредственно севернее изученного участка на правобережье р. Облуковина метаморфизованные отложения хейванской и химкинской свит с размывом перекрываются барабскими конгломератами континентального генезиса, которые можно рассматривать в качестве *неоавтохтона*, запечатывающего структуру. Однако внутри барабских конгломератов имеются зоны тектонических срывов и рассланцевания, а с востока на них надвинуты средне- позднекампанские черные

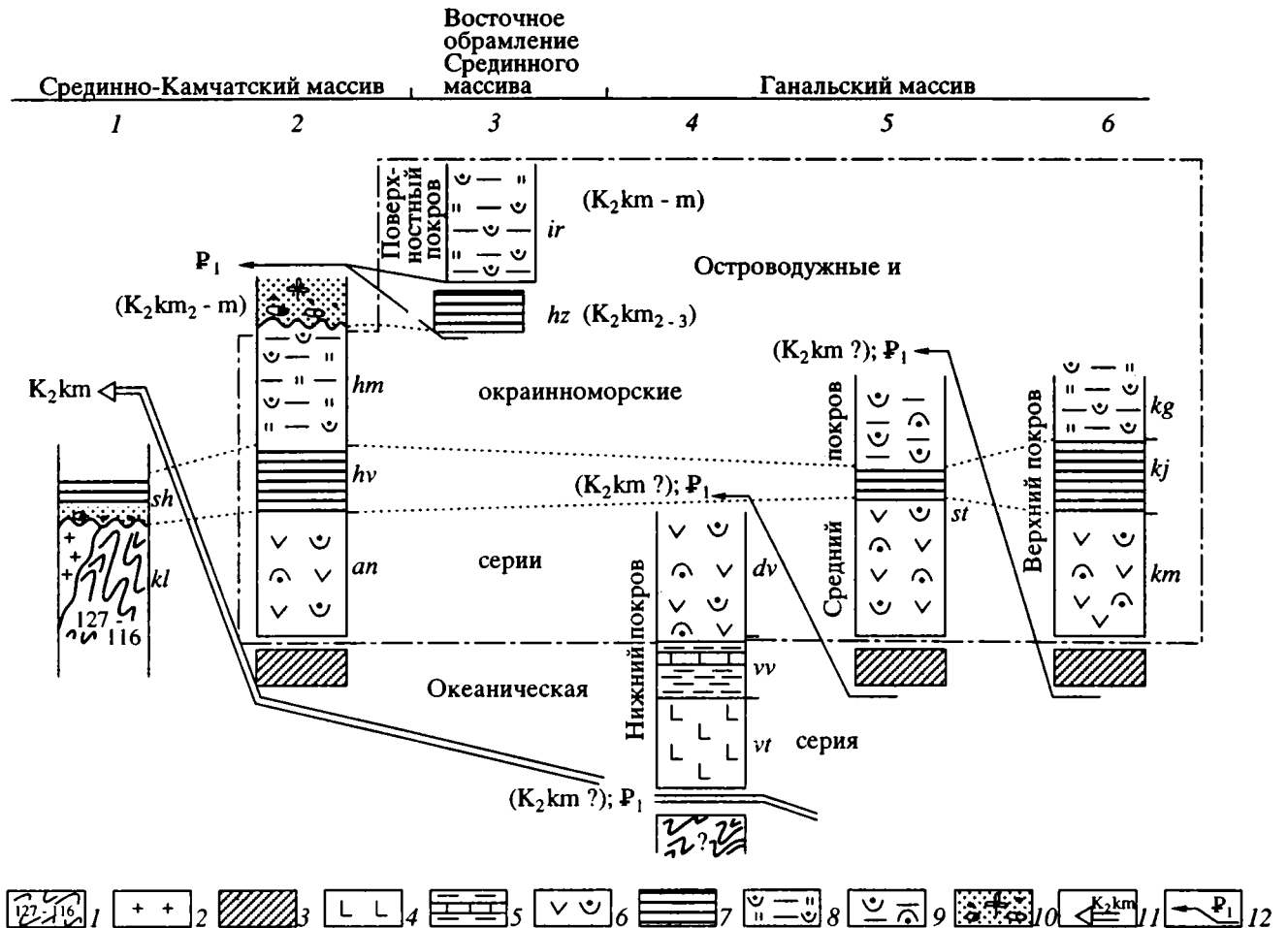


Рис. 2. Схема корреляции разрезов.

1 – метапелиты колпаковской серии (*kl*) и возраст их метаморфизма в млн. лет; 2 – граниты крутогоровского комплекса; 3 – метагипербазиты; 4 – океанические толеиты вахталкинской свиты (*vt*); 5 – терригенные отложения океанического чехла (воеводская свита – *vv*); 6 – 9 – островодужные и окраинноморские образования: 6 – эффузивно-пикрокластические и туфогенные толщи андриановской (*an*) и дявольской (*dv*) свит, стеновой серии (*st*) и хозгонской свиты поверхностного покрова (*hz*), 8 – терригенно-кремнисто-туфогенные толщи химкинской (*hm*) и киргуропской свит (*kg*), а также ирунейской свиты поверхностного покрова (*ir*), 9 – преимущественно пикрокластические толщи верхов разреза стеновой серии; 10 – конгломераты в основании шихтинской свиты и барабские конгломераты с остатками кампан-маастрихтской флоры; 11 – глубинная граница аллохтонного комплекса и время становления надвигов; 12 – границы частных покровов, поверхностного покрова и время их становления.

глинистые сланцы с прослоями полимиктовых песчаников, отнесенные к хозгонской свите, или кампан-маастрихтские кремнисто-туфогенные и глинисто-кремнистые толщи ирунейской свиты [11]. Видимо, значения возраста в 75 - 62 млн. лет для глинистых сланцев хейванской свиты отражают эти более поздние, палеоценовые, тектонические движения, синхронные с тектоническими движениями в Восточных хребтах Камчатки. Предпочтение, видимо, надо отдать палеофлористическим определениям возраста барабских конгломератов и, таким образом, считать, что тектоническое совмеще-

ние комплексов и метаморфизм произошли в предкампанское время.

3. Из этого следует, что на Камчатке от Срединного хребта к Ганальскому на глубинных уровнях происходит омоложение метаморфизма и складчатых структур с запада на восток: неокомовый метаморфизм колпаковской серии; предкампанский метаморфизм шихтинской свиты и малкинской серии вдоль северного и восточного краев Срединно-Камчатского массива при их тектоническом совмещении; палеоценовый метаморфизм пород Ганальского массива и повторные тектонические срывы в Срединно-Камчатском

массиве. Такое омоложение метаморфизма и возраста покровно-складчатых структур в сторону океана подтверждают аккреционный генезис структур Восточной Камчатки.

4. Изложенные данные о геологической структуре верховьев р. Крутогорова позволяют оценить возраст терригенных отложений, относимых к шихтинской свите. Они накапливались после неокомового метаморфизма терригенных пород колпаковской серии вплоть до надвига на них аллохтонного комплекса малкинской серии и запечатывания структуры кампан-маастрихтскими барабскими конгломератами.

5. Важно также подчеркнуть, что ни по минеральному или химическому составу, ни по внутреннему строению не удастся отличить шихтинскую свиту от хейванской, на что указывал и А.И. Ханчук [10]. Поэтому представляется возможным провести следующую литолого-стратиграфическую корреляцию толщ, слагающих Срединный хребет Камчатки, а также сопоставить их с метаморфическими толщами Ганальского хребта (рис. 2). Меловые терригенные отложения шихтинской свиты по составу и возрасту сопоставляются с отложениями хейванской свиты аллохтонного комплекса и с более восточными их фациями в Ганальском хребте. Если шихтинская свита залегает на гранито-гнейсовом основании, то отложения, относимые к хейванской свите в аллохтоне, принадлежат к иной системе структурно-формационных зон с меланократовым основанием.

Аналогами малкинской серии в Ганальском хребте [9] являются черные глинистые сланцы (кижиченокской свиты) и перекрывающие их терригенно-кремнисто-туфогенные отложения (киргуропской свиты). В Ганальском метаморфическом массиве они слагают верхний тектонический покров и перекристаллизованы в зеленосланцевой фации. В составе среднего покрова им соответствуют черные сланцы и терригенно-туфогенная толща с прослоями кремнисто-глинистых пород верхов разреза стеновой серии. Островодужные образования андриановской свиты Срединно-Камчатского массива сопоставимы с островодужной толщей ручья Каменистого, залегающей в основании верхнего покрова, и с островодужными образованиями стеновой серии среднего метаморфизованного тектонического покрова. Возможным аналогом этих эффузивно-пирокластических толщ могут быть также островодужные образования дьявольской свиты нижнего тектонического покрова Ганальского массива [9].

6. Разрез автохтона включает кристаллический фундамент и перекрывающий его меловой чехол: терригенные шихтинская и хейванская (стратотипические) свиты и пикрито-базальтовая алисторская свита [10]. Выходы пород, ранее от-

носимых к андриановской свите в составе осадочного чехла в западных и южных районах Срединно-Камчатского массива, ныне рассматриваются в составе пикрито-базальтовой алисторской свиты [10]. Что же касается фрагментарных линзовидных тел амфиболитов среди метатерригенных (и, кстати, неотличимых одна от другой) толщ (шихтинская и хейванская свиты), то они никоим образом не могут сопоставляться с андриановской свитой аллохтонного комплекса. Таким образом, осадочный чехол в автохтонном комплексе включает терригенные толщи (толщу?) и перекрывающую их толщу пикрито-базальтов. Возраст этого чехла, судя по изложенным в статье фактам, должен укладываться в интервал от неокома до кампана, а учитывая данные о перекрытии алисторской свиты терригенными отложениями кихчикской свиты с флорой досантонского возраста, этот интервал следует еще более сузить.

7. По-видимому, необходимо пересмотреть названия некоторых свит и серий. В частности, оставить название малкинской серии только за аллохтонным комплексом, но изменить название терригенной толщи в его составе, поскольку стратотип хейванской свиты описан среди отложений осадочного чехла автохтонного комплекса по р. Хейван.

8. Современная граница между серией западнокамчатских и восточнокамчатских структур определяется по западному фронту палеоценовых надвигов отложений хозгонской и ирунейской свит [12] (рис. 1, врезка Б и рис. 2), которые слагают крупный поверхностный покров (Олюторско-Ирунейский), включающий различные структурно-формационные комплексы кампанско-палеоценового возраста.

Граница же покровов предкампанского возраста между рядом структурно-формационных зон Западной и Восточной Камчатки проходит в пределах метаморфического Срединно-Камчатского массива по его восточной и северной окраинам. Непосредственно наблюдаемое тектоническое перекрытие автохтонного комплекса на севере Срединно-Камчатского массива составляет первые десятки километров. Вопрос о масштабе перемещения системы покровов в южной части Срединно-Камчатского массива может быть решен после определения генезиса пород гранулитовой фации метаморфизма, известных в Ганальском хребте. Образования гранулитовой фации, обычно диафторированные, подстилают нижний метаморфический покров (вахталкинская, воеводская и дьявольская свиты). В том случае, если гранулиты соответствуют колпаковской серии Срединно-Камчатского массива, где они также известны, или ее аналогам, то видимое перемещение системы покровов также оценивается в несколько десятков километров. Однако величина тектонического перекрытия не может быть

существенно большей, поскольку на юго-восточных окраинах Срединно-Камчатского массива наблюдается замещение пикрито-базальтовой толщи (алисторская свита) толщей зеленых сланцев с пластами кварцитов (туфосилицитов) [10], которая близка по составу и строению отложениям химкинской свиты. Наличие таких фациальных замещений ограничивает масштаб тектонического перемещения аллохтонного комплекса.

9. Многие вопросы стратиграфии и структуры срединной части Камчатки остаются еще не решенными. В частности, из-за отсутствия стратиграфических соотношений между толщами поверхностного покрова и нижележащими образованиями не ясно, являются ли аллохтонный комплекс Срединно-Камчатского массива и толщи Ганальского массива комплексом основания для отложений хозгонской и ирунейской свит (рис. 2).

Остается также нерешенным вопрос о причинах неокомского метаморфизма преимущественно граувакковых толщ колпаковской серии. Недостаточная изученность не позволяет пока определить, с какой из тектонических структур этот метаморфизм был связан: с заложением восточной островной дуги (стенная, частично андриановская свиты) или с западной островной дугой (Квахонско-Омгонско-Тайгоносской) юрско-ранне-мелового возраста. Так или иначе, но все меньше оснований интерпретировать полиметаморфические образования колпаковской серии как выступ фундамента древней Охотоморской платформы.

ВЫВОДЫ

1. Метаморфический комплекс Срединно-Камчатского массива имеет покровно-складчатую структуру, и в его пределах выделяется предкампанская зона сочленения западнокамчатских и восточнокамчатских разнородных и сложно построенных областей.

2. Отмечается три этапа структурообразования и метаморфизма: неокомский – для отложений колпаковской серии автохтона; предкампанский – для отложений постнеокомского чехла автохтонного комплекса (с регрессивными изменениями в породах колпаковской серии) и для пород малкинской серии (аллохтон) с наращиванием степени метаморфизма до ставролитовой фации вниз по структурному разрезу; палеоце-

новый – для пород малкинской серии и пород поверхностного покрова (хозгонская, ирунейская и др. свиты) с локальным принадвиговым метаморфизмом, не превышающим зеленосланцевой фации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Виноградов В.И., Григорьев В.С., Лейтес А.М.* Возраст метаморфизма пород Срединного хребта Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 9. С. 30 - 38.
2. *Григорьев В.С., Лобзова Р.В.* Изотопная геохронология и геохимия углеродсодержащих отложений Срединного хребта Камчатки: Тезисы докладов методического семинара: Бассейны черносланцевой седиментации и связанные с ними полезные ископаемые. Новосибирск: ИГГ, 1991. Т. 2. С. 50.
3. *Жегалова Г.В.* Новые данные о тектонической структуре Центральной Камчатки (Хим-Кирганская рудная зона) // Тр. Всес. заочного политехнического ин-та. Вып. 117. М., 1978. С. 116 - 118.
4. *Жегалова Г.В.* Меланж в массивах габбро-норит-кортландитового комплекса Срединного хребта Центральной Камчатки // Геотектоника. 1981. № 3. С. 105 - 112.
5. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Геологическое описание // Геология СССР. М.: Недра, 1964. Т. 31. Ч. I. 733 с.
6. *Лебедев М.М.* Верхнемеловые кристаллические сланцы Камчатки // Сов. геология. 1967. № 4. С. 57 - 69.
7. *Паталаха Е.И.* Механизм возникновения структур течения в зонах смятия. Алма-Ата: Наука, 1970. 216 с.
8. *Предовский А.А.* Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфических вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты: ГИН КФ АН СССР, 1970. 116 с.
9. *Рихтер А.В.* О структуре метаморфических толщ Ганальского хребта (Камчатка) // Геотектоника. 1991. № 1. С. 98 - 108.
10. *Ханчук А.И.* Эволюция древней сиалической коры в островодужных системах Восточной Азии. Владивосток: ДВГИ ДВНЦ АН СССР, 1985. 135 с.
11. *Шапиро М.Н., Разницин Ю.Н., Шанцер А.Е., Ландер А.В.* Структура северо-восточного обрамления массива метаморфических пород Срединного хребта Камчатки // Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С. 5 - 21.
12. *Шапиро М.Н.* Геосинклинальное развитие Камчатки во второй половине мела // Очерки тектонического развития Камчатки. М.: Наука, 1987. С. 54 - 108.

Structure of the Metamorphic Complex of the Median Kamchatka Massif

A. V. Rikhter

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow

The considered in the paper is the problem of a deep boundary between the West Kamchatka structures and East Kamchatka accretionary complexes. This boundary occurs inside the metamorphic complex of the Median Kamchatka Massif, which to be of the folded-nappe structure. The Late Cretaceous metamorphism of the rocks is of the sole plane origin.

УДК 551.24:550.34(571.56)

СЕЙСМОДИСЛОКАЦИИ В СЕЙСМИЧЕСКИХ ПОЯСАХ ЯКУТИИ

© 1995 г. В. С. Имаев, Л. П. Имаева, Б. М. Козьмин

Якутский институт геологических наук СО РАН, Якутск

Поступила в редакцию 24.01.94 г.

На территории Якутии прослеживаются два крупных сейсмических пояса: Черского на северо-востоке и Байкало-Становой на юге (в пределах Якутии его восточный фланг – Олекмо-Становая сейсмическая зона). В первом сейсмическом поясе обнаружено 14 крупных сейсмодислокаций и проявлений, во втором – 11. Часть из них представляет собой локальные тектонические разрывы, вскрытые на земной поверхности при сильных сейсмических катастрофах в Якутии (Булунские землетрясения 1927 г. и др.), другие выражены мощными обвалами, осыпями, камнепадами, селями, возникшими под воздействием палео- и современных землетрясений с магнитудой более 6.0 (Тас-Юряхское, Артыкское, Ларбинское и др. землетрясения). Указанные сеймотектонические нарушения подтверждают активность позднекайнозойских разломов и существенно уточняют уровень сейсмической опасности данного региона.

Признаком активности любого разлома может служить приуроченность к нему сейсмопроявлений и дислокаций, возникших в результате воздействия сильных землетрясений на земную поверхность. Известно, что следы сильных землетрясений (современные и палеосейсмодислокации) часто сохраняются в рельефе длительное время (возможно, тысячи лет) и могут свидетельствовать об активизации тектонических структур в то время, когда образовывались эти дислокации [15], а также существенно дополнять инструментальные наблюдения над местными землетрясениями [14]. Это позволяет более объективно оценивать сейсмическую опасность таких малообжитых и слабо изученных территорий, как Якутия, где крупные сейсмические события происходят сравнительно редко.

Сведения о сейсмодислокациях в пределах описываемого региона весьма разрозненны, а большая их часть просто неизвестна широкому кругу исследователей. Ранее на этой территории специальных работ по целенаправленным поискам таких структур не проводилось, за исключением сейсмогеологических исследований в районах сильных Артыкского 1971 г. с магнитудой $M = 7.1$ [7], Олекминского, Нюкжинского 1958 г. с $M = 6.5$ и Тас-Юряхского 1967 г. с $M = 7.0$ [6] землетрясений. Тем не менее в последнее десятилетие в процессе геолого-съёмочных работ и полевых наблюдений в зонах активных разломов сейсмических поясов Якутии было установлено большое количество отчетливо выраженных в рельефе сейсмодислокаций, по морфологии аналогичных структурам, которые были обнаружены В.П. Солоненко и его коллегами [3, 13].

Все данные, относящиеся к выявленным сеймотектоническим и сейсмогравитационным структурам, показаны на рис. 1 и в таблицах 1 и 2. В со-

ответствии со сведениями из таблиц приведем отдельные характеристики рассматриваемых структур, установленные в двух сейсмических поясах Якутии: Байкало-Становом на юге (восточным флангом его в пределах Якутии является Олекмо-Становая сейсмическая зона) и Черского на северо-востоке [11].

ОЛЕКМО-СТАНОВАЯ СЕЙСМИЧЕСКАЯ ЗОНА

Изучением остаточных сейсмогенных явлений на земной поверхности в Южной Якутии наиболее подробно занимались иркутские сейсмогеологи, которые обнаружили следы катастрофических олекминских землетрясений 1958 и 1967 гг. с $M = 6.4 - 7.0$ [3, 13]. Так, в среднем течении р. Олекма в плейстосейстовых зонах этих землетрясений установлены многочисленные сейсмогравитационные срывы почвенно-растительного покрова, повалы леса, массовые каменные осыпи и оползни. На крутых бортах долины р. Тас-Юрях (табл. 1, № 1) отмечаются обвалы и камнепады. Крупные глыбы, испытав значительное сейсмическое ускорение, скатывались далеко в долину реки. Все эти сейсмогенные проявления пространственно тяготеют к зонам субширотных Тас-Юряхского и Имангского разломов (система Станового шва).

Этими же исследователями обнаружена и впервые описана сейсмогенная структура Кудули (табл. 1, № 2), которая приурочена к небольшой кайнозойской впадине, заложенной вдоль Южно-Якутского (Чульманского) надвига. Сейсмогенная структура представляет собой зону активизированного разлома широтного простирания, образующего в рельефе четкий вертикальный уступ высотой до двух метров и протяженностью

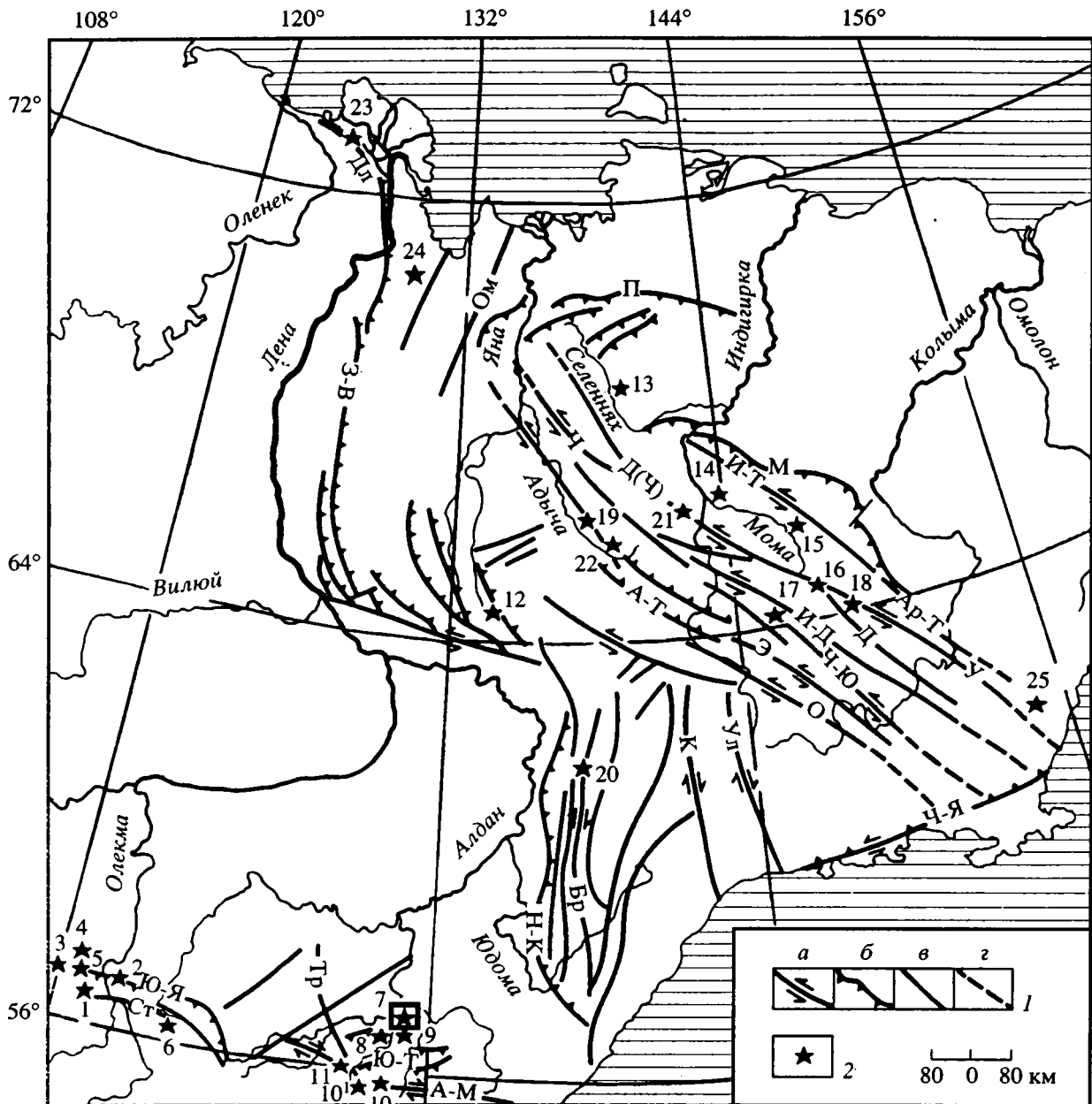


Рис. 1. Схема расположения сейсмодислокаций Олекмо-Становой сейсмической зоны и сейсмического пояса Черского.

1 – разрывные нарушения: а – сдвиги, б – взбросы, надвиги, в – неустановленной кинематики, г – предполагаемые; 2 – сейсмодислокации, номера соответствуют данным таблиц 1 и 2. Буквы – названия разломов: Ю-Я – Южно-Якутский, Ст – Становой, Тр – Тыркандинский, Ю-Т – Южно-Токкинский, А-М – Авгенкуро-Майский, Н-К – Нелькано-Кыллахский, Бр – Брюнгандинский, К – Кетандинский, Ул – Ульбейский, З-В – Западно-Верхоянский, Дл – Дюлюн-ский, Ом – Омолойский, П – Полоусненский, Ч – Чибэгаллахский, Д(Ч) – Догдинский (Чемалгинский), А-Т – Адыча-Тарынский, О – Оймяконский, Э – Эльгинский, И-Д – Иньяли-Дебинский, У – Улахан, Д – Дарпир, Ар-Т – Арга-Тасский, М – Мятисский, Ч-Я – Челомджа-Ямский, Ч-Ю – Чай-Юреинский. Квадрат – положение рис. 2.

до 1 км. Время формирования Кудулинской сейсмодислокации оценивается в первые сотни лет [13].

При проведении полевых работ в 1983 - 1984 гг. в верховьях р. Токко якутским геологом А.Г. Чиряевым была обнаружена свежая разрывная структура северо-западной ориентировки, что указыва-

ет на возможность ее связи с сеймотектоническими движениями. Зона разлома (табл. 1, № 3) прослеживается на протяжении 10 км вдоль склона водораздела, покрытого крупноглыбовым делювиальным материалом тонкоплитчатых песчаников кебектинской свиты нижнего протерозоя. Разрыв фиксируется характерным сейсморвом

Таблица 1. Сейсмодислокации Олекмо-Становой сейсмической зоны

№ п/п	Название дислокации	Местоположение		Генетический тип дислокации (по [13])	Максимальные размеры				Высота рельефа, м	Градиент новейших вертикальных движений, 10^{-9} год ⁻¹
		сев. широта, град	вост. долгота, град		ширина, м	длина, м	высота, м	площадь, м ²		
1	Тас-Юрях	56.5	121.0	Сейсмогравитационный	8 - 10	40	-	-	1200	1 - 3
2	Кудули	57.0	122.4	Сейсмотектонический	3 - 4	10 ³	1.5 - 2	-	1000	1 - 3
3	Верхне-токкинская	57.5	119.9	»	5 - 6	1 - 3 × 10 ³	1 - 2	-	1200	1 - 3
4	Олдонгсинская-1	57.4	120.6	»	2 - 3	1 × 10 ³	1	-	1200	1 - 3
5	Олдонгсинская-2	57.0	120.7	»	3 - 4	2 × 10 ³	2	-	1300	1 - 3
6	Чубачи	56.2	123.6	»	5 - 10	2 × 10 ³	-	-	1200	0.6 - 1
7	Алгама	57.3	131.2	»	30 - 50	3 × 10 ³	2 - 5	-	900	0.6 - 1
8	Нюнгро	56.4	130.3	Сейсмогравитационный	-	-	-	300 ⁵	900	0.3 - 0.6
9	Улахан-Кумкуй	56.8	131.2	»	-	300	-	400 ⁵	1100	0.3 - 0.6
10	Сам-Анкит	55.8	130.5	»	30 - 100	70	30	-	1800	1 - 3
10'	Ивак-Макит	55.7	130.3	»	Объем обвала 7 млн. м ³			-	1900	1 - 3
11	Налурак	56.2	129.1	»	50	150	30	-	1300	1 - 3

№ п/п	Название дислокации	Длина вскрытого разлома, простираение	Кинематика разлома	Название активного разлома	Уровень наблюд. сейс., М/актив. ¹	Возраст дислокации, лет	Автор и год находки дислокации, источник информации
1	Тас-Юрях	5 км, СЗ 320°	Пр. сдвиг	-	7.0/0.5	Сотня	[6]
2	Кудули	Широтное	Надвиг	Юж.-Якутский	4.5/0.01	Сотни	[13]
3	Верхнетоккинская	Долготное	Сбр.-сдв.	Токкинский	5.0/0.01	»	А.Г. Чиряев, 1984 г., отчет
4	Олдонгсинская-1	»	Сдв.-сбр.	Темулякитский	5.0/0.01	Сотня	»
5	Олдонгсинская-2	»	»	»	5.0/0.01	»	[4]
6	Чубачи	1.5 км, СВ-е	Сбр.-сдв.	Ларбинский	6.0/0.1	Тысяча	»
7	Алгама	5 км, 320°	Пр. сдвиг	-	6.0/0.01	Сотня	»
8	Нюнгро	0.3 км, ССВ-е	»	-	3.0/0.01	»	»
9	Улахан-Кумкуй	1.5 км	-	-	3.0/0.01	»	»
10	Сам-Анкит	СЗ-е	»	Авген-Майский	6.0/0.1	»	[10]
10'	Ивак-Макит	-	-	»	6.0/0.1	»	»
11	Налурак	0.5 км, СЗ 320°	»	Атуг-Нуямский	4.5/0.01	Тысячи	[4]

Примечание. Пр. сдвиг – правый сдвиг, сдв.-сбр. – сдвиго-сброс, сбр.-сдв. – сбросо-сдвиг.

¹ – Уровень наблюдаемой сейсмичности. Магнитуда землетрясений/сейсмическая активность.

шириной 5 - 6 м, в пределах которого крупные делювиальные глыбы закономерно наклонены к осевой части этого рва с углами наклона 50° - 60°.

А.Г. Чиряевым же аналогичный тектонический сейсморов был отмечен в среднем течении бассейна р. Олдонгсо (табл. 1, № 4, 5), левом притоке р. Олекмы, где он имеет субширот-

ное простираение и прослеживается по склону водораздела на протяжении 1 - 1.5 км при ширине в 2 - 3 м. Делювиальный материал представлен здесь глыбами средних размеров (60 × 50 см).

Сейсмодислокация Чубачи (табл. 1, № 6) найдена нами в районе Ларбинского землетрясения 1971 г. с магнитудой М = 5.9. Здесь, в бассейне

Таблица 2. Сейсмодислокации сейсмического пояса Черского

№ п/п	Название дислокации	Местоположение		Генетический тип дислокации (по [13])	Максимальные размеры				Высота рельефа, м	Градиент новейших вертикальных движений, 10^{-9} год $^{-1}$
		сев. широта, град	вост. долгота, град		ширина, м	длина, м	высота, м	площадь, м 2		
12	Барайы	64.5	133.5	Сейсмотектонический	70	—	30	—	1600	2 - 3
13	Селенняхская	68.4	139.9	»	2 - 3	—	30	—	1800	2 - 3
14	Усть-Мома	66.5	143.2	Сейсмогравитационный	15	300	—	—	450	0.7
15	Эемю	65.9	146.2	»	30	—	60	—	1300	0.7
16	Тирехтях	64.9	147.2	»	300	—	50	—	2000	2 - 3
17	Артык	64.1	146.1	»	—	—	—	20 4	1500	1
18	Урультун	64.2	148.6	Сейсмотектонический	25	—	200	—	1700	2 - 3
19	Средняя Адыча	66.7	137.0	»	—	300	5	—	1100	2 - 3
20	Сакырыр	62.1	138.6	Сейсмогравитационный	—	—	—	—	1600	2 - 3
21	Чибагалах	65.8	142.8	Сейсмотектонический	50	—	2 - 3	—	1200	2 - 3
22	Верхняя Адыча	65.7	138.8	»	15	100	3	—	1100	1 - 2
23	Нижнеленская	72.3	124.5	Сейсмогравитационный	—	—	—	10 3	300	1
24	Булунские	70.3	128.9	Сейсмотектонический	25	—	2.5	—	1400	2 - 3
25	Купкинская	61.2	155.4	»	—	—	3 - 5	—	1300	1

№ п/п	Название дислокации	Длина вскрытого разлома, простираение	Кинематика разлома	Название активного разлома	Уровень наблюд. сейс., М/актив. ¹	Возраст дислокации, лет	Автор и год находки дислокации, источник информации
12	Барайы	5 км, СЗ 320°	Лев. сдв.	—	4.5/0.01	Сотня	Э.Н. Климов, 1972 г., отчет
13	Селенняхская	—	—	Томмотский	5.5/0.03	Тысячи	О.Г. Эпов, 1965 г., отчет
14	Усть-Мома	СЗ 300°	—	—	4.0/0.01	Тысяча	Э.В. Деньгин, 1968 г., отчет
15	Эемю	10 км, СВ 60°	Лев. сб.-сдв.	—	4.5/0.01	Сотня	[2]
16	Тирехтях	СВ 50°	Лев. сдв.	Улахан	5.0/0.03	Тысяча	В.Б. Комзин, 1985 г., отчет
17	Артык	СЗ 320°	»	Чай-Юреинский	7.1/0.2	Десятки	[7]
18	Урультун	8 - 10 км	Пр. сдв.	Дарпир	5.0/0.05	Тысяча	[8]
19	Средняя Адыча	СЗ 330°	Надвиг	Адыча-Тарынский	6.5/0.01	Сотня	С.А. Булатов, 1982 г., отчет
20	Сакырыр	Долготное	Пр. сдв.	Бурхалинский	6.5/0.01	»	[12]
21	Чибагалах	6 км, долготное	Лев. сдв.	Догдинский	5.0/0.03	Десятки	В.Б. Комзин, 1985 г., отчет
22	Верхняя Адыча	СЗ 330°	Надвиг	Адыча-Тарынский	6.5/0.03	Сотня	А.Н. Вишнеvский, 1982 г., отчет
23	Нижнеленская	СЗ 300°	Взб.-сдв.	Дюлюнгский	5.5/0.01	Десятки	Л.М. Натапов, 1986 г., отчет
24	Булунские	6 км, долготное	Лев. сб.-сдв.	Хараулахский	6.8/0.1	»	[4]
25	Купкинская	СЗ 330°	Лев. сдв.	Улахан	5.5/0.03	»	[1]

Примечание. Лев. сдв. – левый сдвиг, пр. сдв. – правый сдвиг, лев. сб.-сдв. – левый сбросо-сдвиг, взб.-сдв. – взбросо-сдвиг.

¹ – Уровень наблюдаемой сейсмичности. Магнитуда землетрясений/сейсмическая активность.

р. Чубачи, правом притоке р. Средняя Ларба (приток р. Нюкжы), обнаружен вскрытый на поверхности разлом северо-восточного простирания, который трассируется отчетливо прослеживаемым рвом в коренных и делювиальных породах на расстоянии около 2 км.

Все эти сейсмодислокации образуют довольно компактное "облако", группируясь в пределах территории с высоким уровнем сейсмической активности, обусловленным, с одной стороны, влиянием восточного фланга Байкальской рифтовой зоны, а с другой, – тектоническими процессами, происходящими на границе Становой складчатой области и Алданского массива.

Второе такое же "облако" дислокаций, приуроченное к юго-восточной окраине Алданского щита (район Токинского Становика), впервые было описано В.В. Николаевым и др. [10]. При детальном маршрутных исследованиях в 1982 - 1984 гг. мы также обнаружили сейсмогенную структуру в устьевой части р. Алгама (бассейн р. Учур) (табл. 1, № 7), которая предварительно была выделена на аэрофотоснимках и топографических картах как аномально выраженная в рельефе. При полевых наблюдениях установлено, что блок протерозойских песчаников (гонамская свита) сдвинут по разлому северо-западного направления (азимут простирания $320^\circ - 325^\circ$) на восток-юго-восток таким образом, что отчасти перегораживает субмеридиональную прямолинейную долину р. Алгама (рис. 2). Отторженец имеет размеры $0.7 \times 1.5 \text{ км}^2$ с азимутом падения пород 170° , углом падения 15° , в то время как в коренных породах на склонах водораздела 0° и 7° .

Пространство водораздела между отторженцем и материнским блоком (в тылу отрыва) разбито системой кулисообразных трещин, морфологически выраженных сейсморавами (простирание 320°), заполненными делювиальным материалом, перекрывающим в этих рвах почвенный слой (рис. 3). Это, несомненно, указывает на их сейсмогенную природу. Зона отрыва имеет ширину примерно 1.5 км, частота трещин отрыва – одна на 20 - 25 м, их ширина – 2 - 2.5 м. Рвы имеют обрывистые стенки, по бортам рвов в протерозойских песчаниках развиты "зеркала скольжения", указывающие на сбросо-сдвиговые смещения (азимут падения 50° , угол падения $85^\circ - 90^\circ$). Видимая амплитуда горизонтального перемещения – 3 - 6 м. Его тип – правый сдвиг на восток-юго-восток, подчиняющийся простиранию генеральной линии разлома, с амплитудой 150 м.

На дне этих рвов произрастают мелкие кустарники и молодые деревья (50 - 60 лет), в то время как на водоразделе в основном распространены лиственницы с возрастом 200 - 300 лет. Возраст их определен по спилам и подсчету на них годовых колец деревьев.

Плоскость разлома хорошо фиксируется и на противоположном (правом) борту р. Алгама. Здесь наблюдается ров (азимут простирания 320°) глубиной 10 - 12 м, шириной 10 - 15 м, который смещает третью надпойменную террасу высотой 20 - 25 м, сложенную желтыми суглинками. Далее ров продолжается на юго-восток, его следы прослеживаются на протяжении всего водораздельного склона вплоть до вершины.

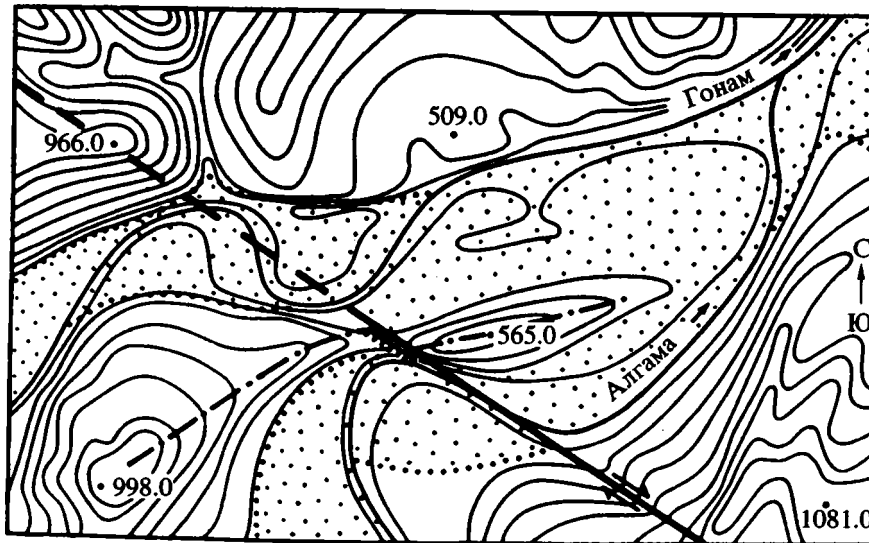
Дислокации такого генезиса и размера, по В.П. Солоненко и др. [3], могут возникать при землетрясении с магнитудой 7.0 и интенсивности сотрясений в эпицентре не менее 9 баллов. Вероятно, в донесении Иркутской магнитно-метеорологической обсерватории сообщалось о таком событии, которое произошло 8 августа 1895 г. в Якутской области по р. Учур (приток р. Алдан), в 40 верстах от стойбища Учур, которое находится при пересечении р. Учур дорогой с Алдана на Удский Острог. Здесь тунгусы наблюдали сильное землетрясение, во время которого катились с гор камни и валились деревья. Землетрясение продолжалось с перерывами с 8 августа до 20 октября 1895 г. [5].

При камеральной обработке топо- и аэрокосмофотоматериалов вблизи северного борта Токинской впадины была выявлена, а затем заверена полевыми наблюдениями сейсмогенная структура Нюнгро (табл. 1, № 8). Возникновение ее обусловлено правобоквым смещением бортов Алгаминской котловины с видимой амплитудой примерно 300 м. Плоскость сместителя субмеридиональна с азимутом простирания близким к 0° . Здесь же на левом борту р. Алгама отмечен срыв скальных пород. Плоскость этого разрыва к югу пересекает левый борт долины р. Ундытын, смещая пластины Идюмского надвига. Общая протяженность сдвига составляет примерно 55 - 60 км.

Кроме того, по р. Алгама встречаются сейсмоявления, связанные с гравитационными склоновыми процессами (оползни, обвалы). Так, примерно в 3.5 км ниже впадения в р. Алгама р. Тарыннах при повороте ее русла на северо-запад долина реки оказалась перекрытой крупным отторженцем гранито-гнейсов архейского возраста с размерами глыбы $10 \times 8 \times 8 \text{ м}^3$. На реке в этом месте наблюдается порог высотой 1.5 м. Далее на берегу отмечены участки недавнего омоложения делювиального материала. Залегание коренных пород имеет азимут падения 30° , угол 65° , а у глыбы – 120° , $\angle 80^\circ$. По трещинам в коренных породах развиты многочисленные "зеркала скольжения". В рельефе хорошо видна тектоническая асимметрия склонов: южные – более пологие, северные – крутые, напоминающие куэсты или пластины надвигов.

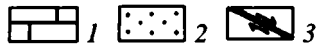
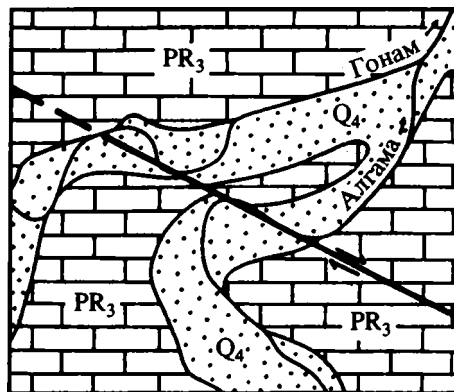
В районе Идюмского взброса, северный борт Токинской впадины, в 15 км выше впадения в р. Алгама р. Улахан-Кумкуй (табл. 1, № 9), на ее левом берегу выявлен обширный площадный

(a)



1 0 1 км

(б)



0 2 3 км

Рис. 2. Топографический (а) и геологический (б) план сейсмоструктуры "Алгاما".

а: 1 – пойменные отражения; 2 – коренные породы; 3 – разлом сдвиговой кинематики; 4 – сейсморвы; 5 – линия водораздела; 6 – граница пойменных отложений; б: 1 – протерозойские отложения; 2 – аллювиальные отложения; 3 – линия сдвига. Положение рис. 2 см. на рис. 1.

срыв делювиального материала, представленного красными "мясными" гранитами протерозойского возраста. Крутизна склона составляет $25^\circ - 30^\circ$. Срыв фиксируется на протяжении 5 - 7 км, а его площадь составляет 210 м^2 . К северу вниз по течению р. Алгاما замечены многочисленные срывы, аналогичные описанному, но меньших размеров.

Многочисленные следы землетрясений, происшедших в недалеком прошлом в пределах То-

кинского Становика, обнаружены иркутскими сейсмогеологами [10]. Наиболее крупным здесь является обвал в верхьях долины р. Ивакит (левый приток р. Зея) (табл. 1, № 10'). Он образован нагромождением крупных блоков объемом до 36 м^3 , которые сорвались с боковой стенки кара высотой 1900 м, раздробились о его днище и боковую стенку и были вынесены по долине ручья на расстояние в 3 км. Общий объем обвала составил 7 млн. м^3 .

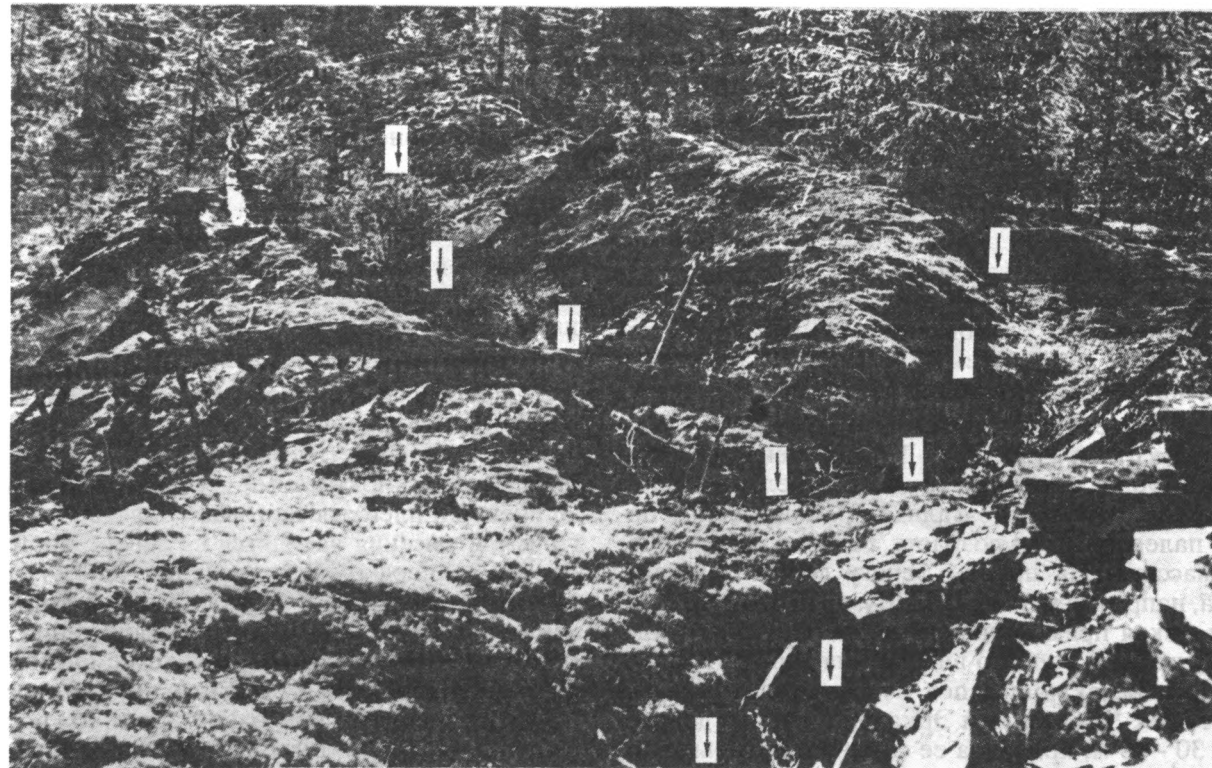
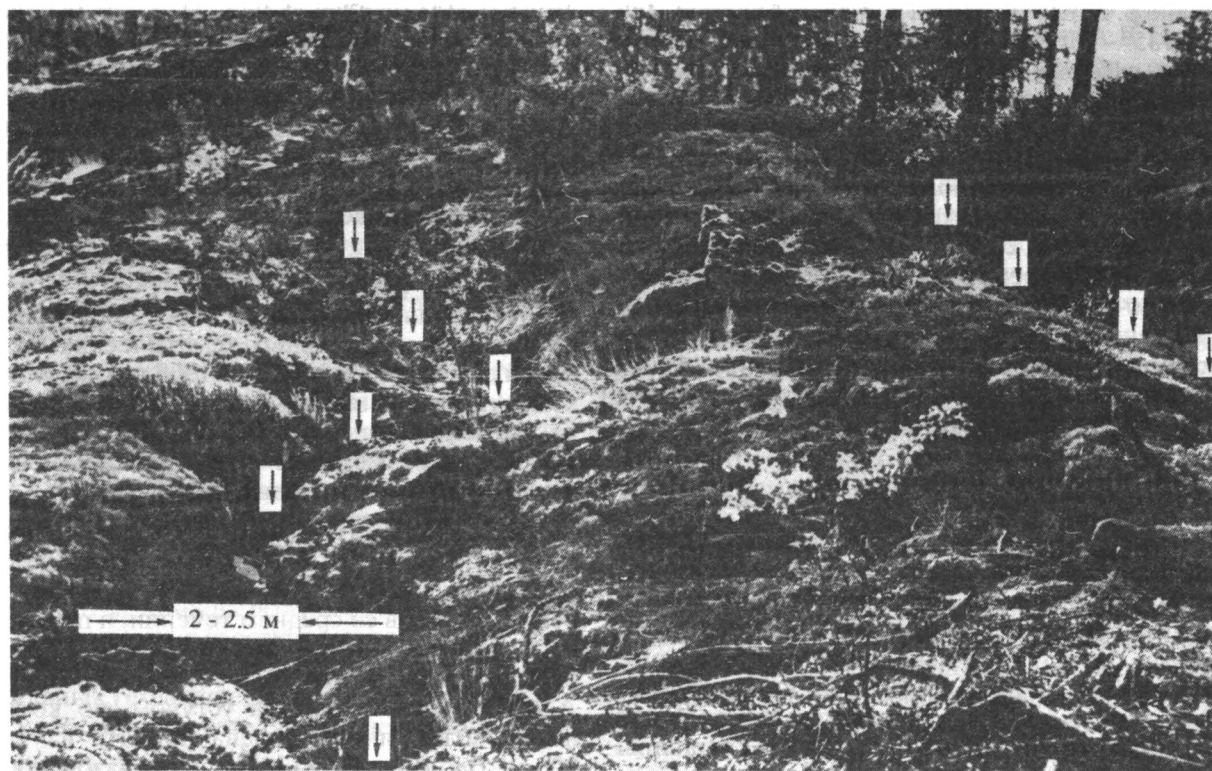


Рис. 3. Сейсмогенные трещины (сейсморвы) в районе сейсмодислокации "Алгама".

Другие скальные оползни обнаружены в верховьях ручья Сам-Анкикит (табл. 1, № 10) в долине р. Бол. Туксани. Здесь на склоне крутизной $35^\circ - 45^\circ$ фронтальная часть оползня с плоскостью скольжения $55^\circ - 60^\circ$ полностью перегородила русло этого ручья. Кроме того, в долине р. Бол. Туксани установлен срыв блока коренных пород мощностью 30 - 40 м, длиной 70 м и шириной от 30 до 100 м, сложенного разнообразными гнейсами. Блок разбит на отдельные глыбы, достигающие размера $20 \times 20 \times 10 \text{ м}^3$. Срыв блока произошел по системе трещин напластования, падающих на северо-восток под углом 35° . Сейсмогенное подновление разлома с образованием отдельных гравитационных срывов и обвалов в его плоскости установлено в северном борту Нуямской впадины (сейсмопроявление Налурак, табл. 1, № 11).

СЕЙСМИЧЕСКИЙ ПОЯС ЧЕРСКОГО

На северо-востоке Якутии (в пределах сейсмического пояса Черского) в ходе среднемасштабной геологической съемки Э.Н. Климовым в 1972 г. в верховьях рек Барайы и Тукулан (правые притоки р. Алдан) была обнаружена сейсмодислокация Барайы (табл. 2, № 12). В 0.5 км выше устья ручья Эленджа им закартирован гравитационный обвал, при котором часть сопки сползла с вершины к ее основанию, образовав "языковидный" конус выноса. На обнажившейся части склона видны моноклинально залегающие пласты алевролитов и песчаников триаса. Обвал достигает весьма значительных размеров: высота - 200 - 300 м, ширина - 300 - 350 м, а примерный объем - 9 млн. м^3 .

Здесь же, на правом борту ручья Халдан, прослеживается активизированный разлом, вытянутый вдоль склона водораздела в виде узкой тектонической ложбины глубиной 25 м, шириной 50 - 70 м и протяженностью 4 - 5 км. Небольшие притоки при пересечении этого сейсморва испытывают закономерное однотипное смещение, характерное для разломов с преобладающим левобокowym движением. Примерная амплитуда горизонтальных смещений 40 - 50 м.

Сеймотектоническая дислокация Селенняхская (табл. 2, № 13) выявлена О.Г. Эповым в 1965 г. в среднем течении р. Селеннях на ее левом притоке р. Чибагалахе в районе выхода пород палеозойского возраста Томмотского горного массива. На правом берегу долины Чибагалаха, напротив устья ручья Шумный, им наблюдалась узкая прямолинейная депрессия широтного простиранья, хорошо видимая на аэрофотоснимках и пересекающая под острым углом правый берег рек Чибагалах и Эркахан. Глубина депрессии 30 - 40 м, критична ее склонов, которые сложены крупными глыбами гранитов, в поперечнике достигающими 8 - 10 м, $35^\circ - 45^\circ$. В верхней бровке склонов депрессии под крупноглыбовым

покровом обнажается супесчаный материал и гранитная дресва. Дно впадины узкое - 2 - 3 м, водоток отсутствует. Склоны несут следы недавней ледниковой обработки. Точно на продолжении этой депрессии к западу наблюдается прямолинейная протока современного русла р. Адыча-Ахатын, далее структура прослеживается еще на 6 - 7 км в виде мелких депрессий и площадок, группирующихся в одну линию и имеющих более молодой, чем поверхность склонов, возраст.

Дислокация Усть-Мома (табл. 2, № 14), тяготеющая к юго-западным отрогам Момского хребта, была обнаружена Э.В. Деньгиным при проведении специальных тематических исследований в бассейне р. Мома. В 1968 г. им были задокументированы валы и рвы сейсмогенного облика, расположенные в 8 - 10 км северо-восточнее пос. Хону. Размеры их незначительны (глубина заложения - 5 - 8 м, длина - 200 - 300 м.).

Сейсмодислокация Эемю на Момском хребте (табл. 2, № 15) была выявлена и детально обследована А.Ф. Грачевым в 1973 г. на левом берегу р. Эемю, в ее среднем течении, и прослежена в северо-восточном направлении ($60^\circ - 240^\circ$) на расстоянии 8 - 10 км. Зона разлома, по описанию А.Ф. Грачева, выражена уступом, по которому позднечетвертичная морена поднята на высоту 200 м. Вдоль подножья уступа образовалось два рва шириной до 30 м и глубиной до 60 м. В зоне этого тектонического нарушения левые притоки р. Эемю закономерно смещены на юго-запад по типу правого сдвига. Сбросо-сдвиговая дислокация, судя по возрасту выросших на уступе молодых лиственниц, могла образоваться при землетрясении, происшедшем 30 - 35 лет тому назад [2].

На северно-западном фланге разлома Улахан, в бассейне р. Тирехтях, левом притоке р. Мома, Г.С. Гусевым была обнаружена обвальная плотина высотой до 50 м, перекрывающая один из его водотоков (табл. 2, № 16) [9]. Образовавшаяся, несомненно, вследствие землетрясения озеро затем было спущено за счет прорыва плотины.

Сейсмогравитационные явления, возникшие в результате крупнейшего на северо-востоке России Артыкского землетрясения 1971 г., были детально обследованы иркутскими сейсмогеологами [7]. Эпицентр и плейстосейстовая область Артыкского землетрясения находятся на северо-восточном борту Верхнерской впадины (табл. 2, № 17), где по данным маршрутных исследований установлены многочисленные следы сейсмопроявлений. Наиболее часто встречаемым видом сейсмогенных деформаций являются здесь срывы (сейсмогравитационные смещения поверхностного слоя пород на склонах). Контур срывов в верхней части представляет собой дугу (бровка отрыва), плавно переходящую в линию боковых стенок. Как правило, срывы конусообразно расширяются к основанию.

Их размеры колеблются в широких пределах (от десятков до первых тысяч квадратных метров) (рис. 4, 5). Русла и долины небольших ручьев были целиком заполнены селями из рыхлого мелкощебнистого материала, включающего камни, крупные деревья и кустарники. Мощность грунтовых селевых потоков 5 - 8 м. Максимальное количество срывов установлено на водоразделах ручья Кобди (левый приток р. Артык) в центре плейстосейстовой области. Следует отметить, что область максимальных поверхностных деформаций, связанных с Артыкским землетрясением, совпадает с фиксируемым на поверхности Чай-Юреинским разрывом [5].

Не менее значительна обнаруженная В.М. Мерзляковым [8] сейсмодислокация Урультун (табл. 2, № 18), выявленная им по простирающую разлому Улахан в устье р. Урультун, правого притока р. Омудевки. Сейсмоструктура имеет вид ложбины с крутыми стенками, являющимися плоскостью сдвига, подсекающего водотоки р. Урультун и формирующего так называемые загораживающие хребты. Ширина ложбины колеблется от нескольких до первых десятков метров. Морфологическая выраженность, а также наличие смещений отдельных геологических тел по разлому позволяют классифицировать его как левый сдвиг.

Многочисленные свежие срывы делювия, а иногда и коренных пород в северо-западной части Сетте-Дабанского складчато-глыбового поднятия отметил в своих полевых наблюдениях А.В. Прокопьев [12]. Наиболее внушительные из них – сейсмогравитационные срывы в бассейне р. Сакырыр, левом притоке р. Халыйа (табл. 2, № 20), где делювиальный материал, покрывающий сравнительно невысокие склоны водоразделов, в зоне известного Бурхалинского сдвига оказался сорванным со склонов и вместе с растительностью (кустарником и лиственницей) перемещен к урезу воды, образовав плотины, подпруживающие мелкие водотоки.

В среднем течении р. Индигирки, на ее левом притоке р. Чибгалах, В.Б. Комзиным в 1983 г. была отмечена сейсмодислокация (табл. 2, № 21), представляющая собой зону разрывного нарушения, пространственно совпадающую с крупным Догдинским сдвигом, который продолжает на левобережье р. Индигирки разлом Улахан. На правом берегу р. Чибгалах фиксируется свежий срыв горных пород со склона шириной 30 - 50 м, вдоль которого наблюдается повал деревьев. На его дне образовалась ложбина глубиной 2 - 3 м. В цоколе террасы противоположного берега реки фиксируется крупная зияющая клинообразная трещина, расширяющаяся кверху. Свежесть стенок



Рис. 4. Сейсмогравитационный селевый поток, перекрывший долину реки при Артыкском землетрясении 1971 г. (один из притоков р. Делянكير).



Рис. 5. Сейсмогравитационный оползень, возникший при Артыкском землетрясении 1971 г. (правый приток р. Кобди).

тектонических уступов и сохранность скульптуры бровки указывает, по-видимому, на недавнее время их образования.

Сейсмодислокации Средняя и Верхняя Адыча (табл. 2, № 19, 22), обнаруженные при геологической съемке геологами А.Н. Вишневым и С.А. Булатовым, представляют собой отдельные плоскости активных разломов, которые прослеживаются в бассейне р. Адыча (ее среднее и верхнее течение). В обоих случаях песчаники норийского яруса триаса надвинуты в первом случае на песчаники 80 - 100-метровой Адычанской раннечетвертичной террасы (возраст определен по находкам гиппарионовой фауны), а во втором – на песчаники 3 - 5-метровой голоценовой террасы крупного левого притока в верховьях р. Адыча. Горизонтальная амплитуда надвигания составляет 15 - 25 м при вертикальном перемещении 3 - 5 м.

Сейсмогравитационные оползни в пределах кряжа Чекановского вблизи Оленекской протоки в дельте р. Лены были обнаружены в 1985 г. Л.М. Натаповым в долине р. Куогостах-Юряге (табл. 2, № 23). Здесь им были найдены солифлюкционные сплывы, при которых материал склонов оказался сорванным небольшим, от 10 до 100 м², пятнами со склонов. Это, по мнению Л.М. Натапова, могло быть связано с недавними землетрясениями 1980 и 1986 гг. (с магнитудами $M = 5.7$ и 4.5 соответственно), происшедшими в этом районе.

Одна из крупнейших систем дислокаций (табл. 2, № 24) была найдена авторами в 1989 г. в центральной части Хараулахского хребта (Северное Верхоянье) между верховьями правых притоков р. Лены (Чубукулах, Эбитием, Бэрис) и левых притоков р. Хараулах (Буянка, Ойун-Юряге и др.), впадающей в губу Буор-Хая моря Лаптевых. Дислокации установлены при обследовании плейстоценовой зоны Булунских землетрясений с магнитудой $M = 6.8$, отмеченных в 1927 - 1928 гг. На площади около 1000 км² мы обнаружили свыше 20 сейсмопроявлений – от мелких обвалов и осыпей до крупных рвов, трассирующих локальные тектонические разрывы, вскрытые на земной поверхности при упомянутых землетрясениях (рис. 6, 7).

Главный разлом субмеридионального простирания пересекает западные склоны Хараулахского хребта параллельно его осевой линии на протяжении почти 6 км и сопровождается свежими срывами и обвалами. Он отчетливо дешифрируется на аэрофотоснимках в виде прямой линии, которая однотипно смещает многочисленные субширотные параллельные русла притоков рек Буркан и Баданг-Балаганнах (бассейн р. Бэрис), а также разделяющие их хребты (западные отроги Хараулахского хребта). В долинах разлом представляет собой ров шириной 10 - 15 м. На склонах и вершинах водоразделов он выражен в виде ложбин шириной до 4 - 6 м, внутри которых встречаются обломки аргиллитов, сланцев и песчаников, перетертых практически в мелкую крошку. Края

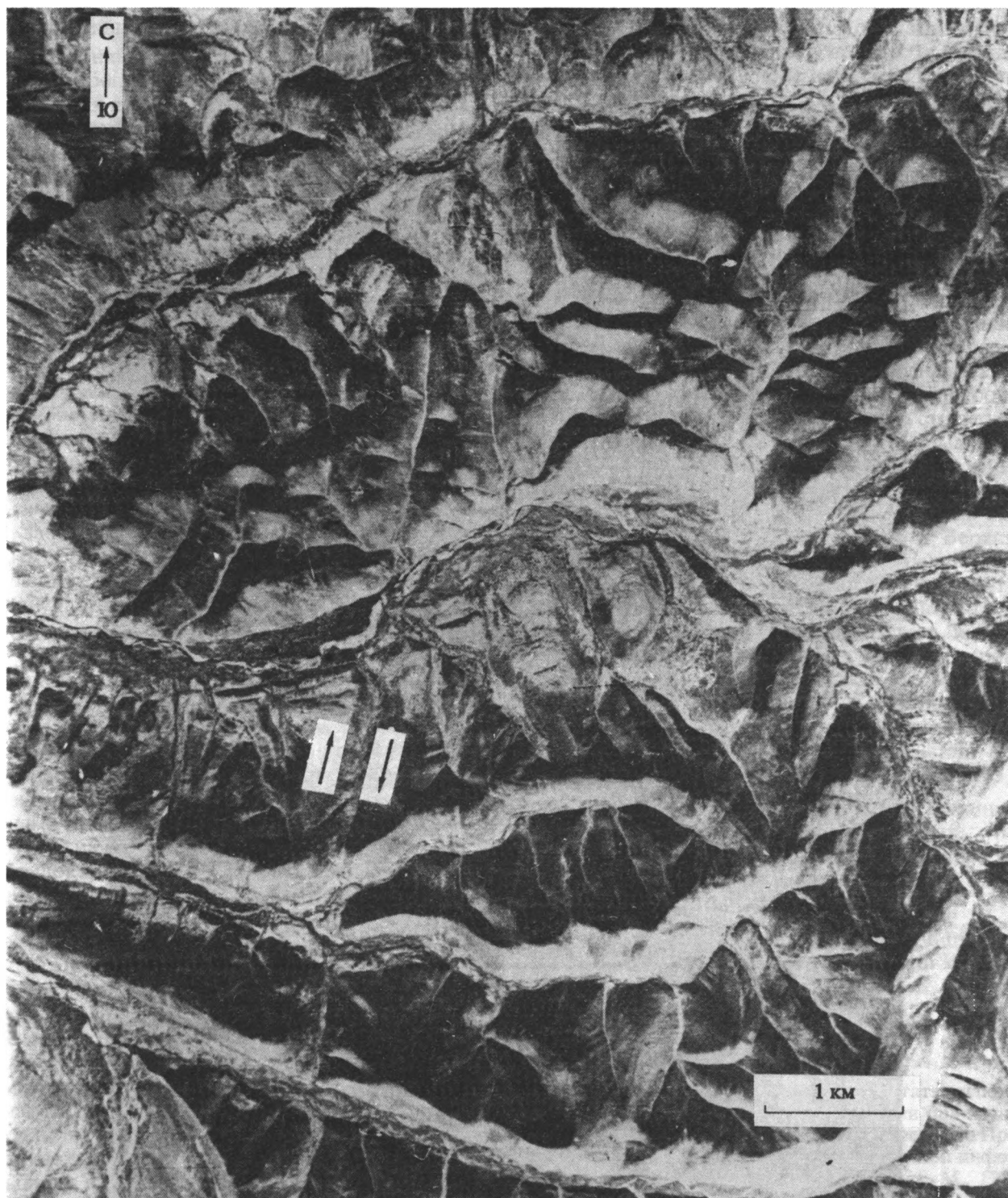


Рис. 6. Сейсмогенный разлом, возникший при Булунском землетрясении 1927 г. с магнитудой $M = 6.8$ (сейсмодислокация Бэрис). Стрелками показана кинематика разлома (правый сдвиг).



Рис. 7. Сейсмогенные трещины растяжения в зоне Булунских землетрясений 1927 г.

рвов-ложбин поднимаются крутыми (80° - 90°) отвесными стенками над их днищем на 2 - 2.5 м и сложены преимущественно обломками окварцованных плотных песчаников.

Направление движения крыльев данного разрыва уверенно устанавливается по смещению субширотных притоков рек Буркан и Баданг-Балаганнах, а также осевых линий водораздельных хребтов. Так, амплитуда горизонтального смещения западного крыла этого разрыва составила 25 - 30 м. При этом оно сдвинулось к югу так, что смещение затронуло самые молодые отложения, вплоть до слагающих пойменные и надпойменные террасы. Приведенные наблюдения, а также анализ трещиноватости горных пород в плоскости разлома позволили определить его как правый сбросо-сдвиг. Следы активности разлома на юге ограничены верховьями р. Бэрис, а на севере – средним течением р. Хараулах. Массовое развитие вторичных сейсмопроявлений (свыше 20) на столь обширной территории свидетельствует о многоактном сейсмическом воздействии на земную поверхность. Это согласуется с инструментальными наблюдениями сейсмических станций мира, зафиксировавших в данном районе 5 сильных землетрясений в конце 1927 - начале 1928 гг. Выявленные дислокации заставляют отнести указанный участок к зоне сотрясений в 9 баллов.

Молодые дислокации явно сейсмогенной природы обнаружены недавно при обследовании района Купкинских землетрясений магаданскими геологами [1]. Вблизи осевой части Охотско-Колымского водораздела, в районе сочленения хребта Туманского с Верхнекупкинской межгорной впадиной ими обнаружен ряд сейсмообвалов. Блоки гранитов больших объемов оказались опущенными по молодым сбросам один относительно другого на несколько метров. Все выделенные ими дислокации (табл. 2, № 25) пространственно тяготеют к зоне разлома Улахан, прослеживающегося до Охотского моря.

ВЫВОДЫ

Таким образом, пространственное распределение сеймотектонических и сейсмогравитационных структур и сопоставление их с проявлениями местной сейсмичности определенно указывают на то, что выявленные сейсмодислокации располагаются в пределах сейсмических поясов и оказываются тесно связанными с зонами главных разрывных нарушений Якутии. Так, все сейсмопроявления в Южной Якутии пространственно тяготеют к Олекмо-Становой сейсмической зоне, являющейся восточным флангом Байкало-Станового пояса, к развитым здесь сдвигам и параллельным им надвигам (сейсмодислокации Тас-Юрх, Кудули, Ивак-Макит, Сам-Анкикит). Сейсмогенные структуры Верхнетоккинская и

Олдонгсинская тяготеют к субдолготным Верхнетоккинскому и Темулякитскому разломам, современная активность которых подтверждается приуроченностью к ним местных эпицентров землетрясений. Структуры Нюнгро и Улахан-Кумкуй обнаружены в зоне влияния Идюмского взброса, по которому протерозойские породы надвинуты на юрские песчаники Токинской впадины. Алгаминская структура связана с активизированным правым сдвигом. Все эти структуры расположены в зонах высокой сейсмической активности, за исключением последней, где уровень регистрируемой сейсмичности невысок.

В пределах Северо-Восточной Якутии большинство сеймотектонических проявлений приурочено к сейсмическому поясу Черского, а также к активным разломам, на которые как бы “нанезаны” все дислокации. Так, например, дислокации Урультун, Индигирская и Тирехтяхская приурочены к зоне разломов Дарпир и Улахан, а структуры Средняя и Верхняя Адыча – к Адыча-Тарынскому разлому. Следует отметить, что в некоторых случаях дислокации позволяют установить кинематический тип активизированного разлома. Так, например, сейсмоструктуры Средняя и Верхняя Адыча однозначно указывают на надвиговой характер перемещения материала по Адыча-Тарынскому разлому, а дислокация Урультун соответствует правому сдвигу в зоне разлома Дарпир. Обращает на себя внимание хорошее совпадение морфо-кинематических характеристик разрывных нарушений, определенных с помощью сейсмодислокаций, с параметрами нодальных плоскостей разрывов, выявленных при изучении фокальных механизмов сильных землетрясений [5].

Приведенные сведения по сейсмодислокациям дают возможность существенно уточнить уровень сейсмической опасности ряда районов Якутии и внести коррективы в действующую карту сейсмического районирования.

Настоящая работа выполнена при финансовой поддержке Международного фонда ISFIYR-01000218-31.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Важенин Б.П., Смирнов В.Н.* Результаты использования аэрокосмической информации при изучении неотектоники и сейсмичности Северного Приохотья // Использование аэрокосмической информации в геологии и смежных областях. М.: ГИН АН СССР, 1987. С. 37 - 38.
2. *Грачев А.Ф.* Момский материковый рифт // Геофизические методы разведки в Арктике. Л.: НИИГА, 1973. Вып. 8. С. 56 - 75.
3. *Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья / Солоненко В.П., Тресков А.А., Курошин Р.А. и др.* М.: Наука, 1966. 231 с.

4. *Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М.* Активные разломы и сейсмотектоника Северо-Восточной Якутии. Якутск.: ЯНЦ СО АН СССР, 1990. 139 с
5. *Козьмин Б.М.* Сейсмические пояса Якутии и механизм очагов их землетрясений. М.: Наука, 1984. 125 с.
6. *Кочетков В.М., Хилько С.Д., Николаев В.В. и др.* Тас-Юряхское землетрясение 18 января 1967 г. // Сейсмотектоника, глубинное строение и сейсмичность северо-востока Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1975. С. 71 - 94.
7. *Курушин Р.А., Демьянович М.Г., Кочетков В.М.* Макросейсмические последствия Оймяконского землетрясения // Сейсмичность и глубинное строение Сибири и Дальнего Востока. Владивосток: СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 50 - 60
8. *Мерзляков В.М.* Стратиграфия и тектоника Омурского поднятия (Северо-Восток СССР). М.: Наука, 1971. 152 с.
9. *Мокшанцев К.Б., Гусев Г.С., Козьмин Б.М., Третьяков Ф.Ф.* Сейсмичность, современные и древние поля напряжений Северо-Восточной Азии в связи с проблемой Момского рифта // Континентальный рифтогенез. М.: Сов. радио, 1977. С. 3 - 51.
10. *Николаев В.В., Семенов Р.М., Семенова В.Г., Солоненко В.П.* Сейсмотектоника, вулканы и сейсмическое районирование хребта Станового / Под ред. Б.М. Владимирова. Новосибирск: Наука, 1982. 150 с.
11. *Парфенов Л.М., Козьмин Б.М., Гриненко О.В. и др.* Сейсмичность и геодинамика Восточной Сибири // Современная тектоническая активность Земли и сейсмичность. М.: Наука, 1987. С. 108 - 129.
12. *Прокопьев А.В.* Кинематика мезозойской складчатости западной части Южного Верхоянья. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1989. 128 с.
13. Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы / Под ред. В.П. Солоненко. Новосибирск: Наука, 1977. 304 с.
14. *Солоненко В.П.* Сейсмогеология и проблемы предсказаний землетрясений // Геология и геофизика. 1974. № 5. С. 168 - 178.
15. *Хромовских В.С., Солоненко В.П., Семенов Р.М. и др.* Палеосейсмология Большого Кавказа. М.: Наука, 1979. 188 с.

Рецензенты: В.Г. Трифонов, Е.Е. Милановский

Seismotectonic Dislocations in Seismic Belts of Yakutia

V. S. Imaev, L. P. Imaeva, B. M. Koz'min

Yakut Institute of Geological Sciences, Siberian Division, Russian Academy of Sciences, Yakut'sk

Two large seismic belts are traceable in Yakutia, the Cherskii belt in the northeastern part, and the eastern Olekma-Stanovoi seismic zone of the Baikal-Stanovoi belt in the south. As many as 14 and 11 seismotectonic dislocations and events were recognized in first and second belts respectively. Some of them represent local tectonic faults revealed at the Earth's surface under catastrophic seismic events in Yakutia (the Bulun earthquake of 1927, etc.). Besides, there are significant avalanches, taluses, rockfalls, and mudflows originated under influence of ancient and recent earthquakes of magnitudes over 6.0 (the Tas-Yuryakh, Artyk, Larba, and other events). All these seismotectonic dislocations show the Late Cenozoic faults' activity, and provide more details in estimating seismic hazards of the region.

УДК 551.242.3(4-015+235.2)

О ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ АЛЬПИЙСКО-СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА (ПО ПОВОДУ СТАТЬИ В.Н. ШОЛПО “ХАОС И УПОРЯДОЧЕННОСТЬ В СТРУКТУРЕ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ”)

© 1995 г. М. Л. Копп, К. Б. Сеславинский

Геологический институт РАН, Москва

Поступила в редакцию 21.03.94 г.

Название статьи и введение настраивают на то, что речь в ней пойдет о соотношении случайного и закономерного в строении рассматриваемого объекта, в духе широко обсуждаемых на страницах “Геотектоники” проблем нелинейной геодинамики [7]. Однако на самом деле основная цель работы вполне традиционна – это поиск закономерностей развития складчатых поясов на примере хорошо изученного Средиземноморского (Альпийского) пояса. Добавим от себя, что подобный подход нам представляется не исчерпавшим себя, ибо в геологической натуре в самом деле весьма непросто найти какие-либо черты упорядоченности.

На основании анализа предполагаемых автором главных черт структуры и развития Альпийского пояса сделан вывод о примате вертикальных движений над горизонтальными при образовании структурного рисунка территории, о ведущей роли при этом мантийного диапиризма и связанной с ним адвекции. Поскольку сейчас определенно доминирует в умах мобилистская концепция структурообразования, любая аргументированная попытка дать иное толкование заслуживает несомненного уважения и всестороннего анализа. Отметим, что в последние годы наблюдается определенное сближение позиций ученых противоположных направлений в отношении мантийного диапиризма. Диапиры признаются всеми, только их место в орогенезе понимается по-разному. Если фиксисты считают их первопричиной всех альпийских деформаций, то мобилисты либо пытаются связать подъем глубинного материала непосредственно с коллизионными или субдукционными процессами (например, с тыловодужным растяжением), либо полагают, что последние создают ловушки для самостоятельно развивающихся диапиров.

Необходимо констатировать несомненную правоту автора в той части работы, где обосновывается существование динамопары: “овал оседания” (или, иными словами, впадина растяжения) – вергентная к фторланду складчатая зона – для За-

падного Средиземноморья. Наличие здесь надвинутых на платформы дуг с впадинами на вогнутой стороне – объективная реальность, признаваемая всеми исследователями, причем многие истолковывают ее как результат компенсации растяжения сжатием (В.В. Белоусов, Р. Обуэн и др.), а некоторые (Ж. Анжелье, Д. Маккензи, Кс.Ле Пижон, П. Таппонье) пытаются это растяжение произвести из общего сжатия Средиземноморского пояса при коллизии [1, 11, 13, 15].

Однако данная особенность может служить аргументом в пользу приоритета диапиров только при одном, но неперемennom условии, – если доказано, что между “околами оседания”, в перемичках складчатого пояса (Альпийский, Кавказский и Памирский “синтаксисы”), деформированность существенно меньшая и что сами эти перемички обладают древним возрастом. Иными словами, что сегментация Средиземноморского подвижного пояса возникла задолго до орогенного этапа и никак не связана, например, с вторичными пережимами складчатого пояса при коллизии. В противном случае гораздо труднее доказать автономность сопряженных с пережимами “околов оседания”.

Прекрасно сознавая важность этих узловых моментов, В.Н. Шолпо концентрирует внимание на их доказательстве, используя при этом результаты анализа особенностей структуры, магматизма и метаморфизма, а также седиментационной истории региона.

Структура Альпийского пояса иллюстрируется специальной картой интенсивности деформаций, на которой выделены три категории тектонических единиц: 1) зоны покровов пеннинского типа – наиболее интенсивные деформации; 2) зоны покровов гельветского типа и параавтохтонные комплексы – средняя степень деформированности; 3) автохтонные складчатые комплексы – наименьшая деформированность. С формально описательной точки зрения такой принцип районирования в первом приближении вполне объективен. Однако отсутствие на карте сдвигов, а также

каких-либо знаков, отображающих амплитуду покровных перемещений и возраст деформаций, делает данную карту абсолютно непригодной для иллюстрации главного тезиса соответствующего раздела работы – о снижении интенсивности деформаций на перемычках складчатого пояса.

Что касается амплитуды сокращения пространства в покровах, то необходимость подобных данных для решения вышеупомянутой задачи специально обосновывать вряд ли необходимо. Сдвиги же разного знака позволяют судить об увеличении степени сжатия на участках их пересечения. Наконец, знание длительности деформаций позволяет более надежно оценить скорость складкообразования, которая напрямую связана с величиной тектонической нагрузки.

Отсутствие соответствующей информации на карте приводит временами прямо-таки к неожиданным выводам. Так, Альпы, в которых амплитуда перемещения покровов необычайно высока (не менее 100 - 150 км – ведь именно здесь родилось само представление о покровах!), оказываются менее деформированными по сравнению с Динаридами только потому, что ширина зоны покровов пеннинского типа в последних оказывается в 2 - 3 раза большей, чем в Альпах (кстати, а как вообще получилось, что зона Карста изображена областью покровов пеннинского типа?!). “Крыша мира” – Памир, где кристаллический фундамент на альпийском этапе был вовлечен в покровообразование, показан срединным массивом (нулевая степень деформированности?). То же относится ко всему Анатолийско-Иранскому междурью с огромными крупноамплитудными (десятки и сотни километров) сдвигами. В ряд слабо деформированных регионов попал и Кавказский перешеек. Большой Кавказ, действительно, по сравнению с Альпами отличается умеренным типом деформаций (хотя суммарная амплитуда сокращения пространства здесь оценивается некоторыми исследователями от 120 до 200 км – см., например, работы И.П. Гамкрелидзе, И. Дотдугева и Ф.Л. Яковлева [2, 4, 10]). Однако нужно учитывать, что здесь широко представлены самые молодые (с позднего миоцена) складчатые деформации. Произошло это, как считают многие исследователи, в результате того, что крайнее море Большого Кавказа “захлопнулось” существенно позже соседних регионов. Что же касается Битлисского Тавра, то здесь уже типично альпийский стиль деформаций – с крупными покровами кристалликума.

Единственное место, где сужение складчатого пояса в какой-то мере действительно сопряжено с уменьшением его дислоцированности – это самая западная часть Альпийского пояса. Сокращение полосы альпийских деформаций в пределах Бетской Кордильеры, Рифа и Тель Атласа ло-

гично связывать с вырождением здесь океана Тетис. Однако сужение, несомненно, вызвано также и сильным сжатием пояса в меридиональном направлении, с которым связаны крупноамплитудные покровы и метаморфизм (см. ниже). Вторичный пережим здесь угадывается и по концентрации сдвигов, обуславливающих выжимание Альборанского блока к западу [12]. Кроме того, сокращение ширины зоны альпийских деформаций в данном месте в известной мере компенсируется гипертрофированным расширением области внутриплитных деформаций, простирающейся от Пиренеев на севере до Высокого Атласа на юге.

Не приведено никаких доказательств и древности заложения перемычек Альпийско-Средиземноморского пояса. Призванные иллюстрировать соответствующий тезис палеотектонические реконструкции разного рода и графики режимов осадконакопления составлены на основе опубликованных палеогеографических атласов и карт и в принципе серьезных возражений сами по себе не вызывают. Однако эти реконструкции не учитывают возможного существования палеоокеана Тетис. Право автора – принимать или не принимать эту возможность, однако само по себе ее наличие выбивает основу из-под всей системы доказательств, делая ее неоднозначной.

В.Н. Шолпо справедливо отмечает, что, по данным Б.Г. Лутца, большая часть известных в складчатых поясах офиолитов не аналогична таковым океанов. Тем не менее имеются и несомненно сходные комплексы (например, офиолиты Лигурии), что признает и Б.Г. Лутц [6]. Однако из признания даже единичных фактов такого рода следует неременный вывод о том, что ширина современных складчатых сооружений в Средиземноморском и других поясах значительно меньше, хотя бы местами, первоначальной ширины прогибов. Что касается природы собственно “неокеанических” офиолитов, то Б.Г. Лутц указывает, что общее их напластование соответствует типовому разрезу островодужных вулканогенных комплексов. Однако сами последние, очевидно, формировались в специфической – не континентальной – среде, а в симатической коре, существенно отличавшейся от коры смежных частей подвижного пояса. Если бы процесс формирования структуры последнего обходился без крупномасштабного общего сжатия, тяжелые офиолиты остались бы на месте своего первоначального образования. На самом же деле современное местоположение практически всех из них удалено на большое расстояние от мест предполагаемого “рождения”, и остатки последних сохраняются в виде сутур, разделяющих разнофациальные области. Разве это не является свидетельством большого сокращения коры в подвижных поясах?

Если все же встать на точку зрения В.Н. Шолпо и попытаться как-то “забыть” про гипотетический палеоокеан, то и в этом случае уж очень неубедительно выглядят те небольшие отличия седиментационного режима, которые можно прочитать на графиках. Непонятно к тому же, как можно было Альпийское сужение пояса (самое резкое по сравнению с Кавказским и Памирским перешейками!) объединить с Карпатами и назвать все это “Альпийско-Карпатским расширением”?

Заключение В.Н. Шолпо о наибольшей интенсивности эндогенных процессов в расширениях Средиземноморского пояса базируется на формальном анализе геологической информации только сухопутных территорий в современном эрозионном срезе. По нашему мнению, это методически неверно, ибо, если использовать, помимо наземных, данные о строении дна окраинных морей, картина существенно изменится. Это можно проиллюстрировать по отношению к делаемому автором статьи сравнению Средиземноморского пояса с Западным сегментом Тихоокеанского. Лишенные гранитоидного магматизма участки на рис. 3 – это в основном современные акватории. Если же учесть данные о строении дна Охотского и других морей или хотя бы попытаться мысленно продолжить контуры крупных гранитных батолитов в пределы акваторий, то, возможно, наибольшая интенсивность эндогенных процессов окажется как раз в перемычках пояса.

Далее, не соответствуют предложенной модели многие известные особенности пространственного распределения метаморфизма. Так, в самой узкой западной части Средиземноморского пояса, в Бетских Кордильерах и Рифе, покровообразование сопровождалось мощным метаморфизмом высокого давления. Наличие его до сих пор затрудняет установление возраста кабийского “цоколя”. Хорошо известны также проявления интенсивного молодого (миоцен) метаморфизма в другом узком участке складчатого пояса – на протяжении всей гигантской цепи Гималаев, где он сочетался с гранито- и покровообразованием. С другой стороны, в пределах Карпатско-Балканского раздува Альпийского пояса проявления альпийских метаморфизма и гранитообразования нерегулярны в пространстве. Они практически отсутствуют в Карпатах (вопреки тому, что пишет В.Н. Шолпо) и в Динаридах, но зато развиты в Альпах и Элленидах, т.е. там, где рассматриваемый “овал” как раз заметно сужается. Никакого объяснения этим фактам в статье не дано.

Не убеждает попытка автора статьи связать сегментацию Альпийско-Средиземноморского пояса с пересечением его трансконтинентальными длительно развивающимися линеаментами. Отметим, что линеаменты выделяются далеко не всеми исследователями, часто эти образования

имеют не вполне ясное содержание. Если, например, не вызывает никаких сомнений существование на новейшем этапе таких крупных меридиональных зон поднятий и опусканий земной коры, как Уральско-Копетдагское, Каспийское или Памирско-Кокчетавское, то их более древнее развитие в качестве единых тектонических элементов представляется уже более проблематичным. Для Урало-Оманского линеамента это хорошо показано, в частности, И.М. Сборщиковым [8] и Ю.Г. Леоновым (Геотектоника, в печати). Новейшую же активизацию линейных структур можно связывать с давлением на платформы Евразии гондванских микроконтинентов-инденторов [5].

Заканчивая разбор статьи, нельзя не отметить неоднозначность некоторых эмпирических закономерностей. Так, нельзя, по нашему мнению, считать круглыми или даже овальными межгорные впадины Средиземноморья, хотя все они изометричны. Многие из этих впадин ограничены сдвигами по краям и имеют треугольную и трапецевидную форму. Однако именно округлая конфигурация необходима автору статьи для обоснования тезиса о самостоятельности глубинных диапиров. Кстати, неясно происхождение рисовки конкретных контуров впадин (безграничная кора, зона растяжения, область усиленного осадконакопления?). Не вполне осязаемы констатируемые автором поперечные осложнения складчатых систем, разделяющие их на два сегмента: везде они имеют совершенно разную природу.

С сожалением приходится констатировать наличие признаков неточного цитирования. Так, в деформированном виде представлены данные О.И. Гущенко и др. [3]. Эти авторы на с. 835 пишут о существовании радиально-концентрического типа структуры в Южном Каспии, “проявляющегося на фоне мегарегионального сжатия в близмеридиональном направлении со стороны платформы”. В рецензируемой работе на с. 15, однако, этот тезис изложен следующим образом: “... никакого влияния платформ, соседних с этим участком Средиземноморского пояса, в картине напряженного состояния не чувствуется” [9].

Итак, можно констатировать, что приведенный в статье научный материал, несмотря на титанические усилия автора обосновать главные выводы статьи, все-таки недостаточен для однозначного опровержения мобилистской концепции происхождения сегментов Альпийского пояса. По-прежнему пережимы последнего объяснимы предполагавшимся еще Э. Арганом внедрением в кору Евразии трех “шпор” Гондваны. Нет в работе и ни одного решающего аргумента в пользу того, что структурный рисунок пояса обусловлен только внедрением глубинных диапиров, без какого-либо участия внешнего горизонтального сжатия.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белоусов В.В. Геотектоника. М.: Изд-во МГУ, 1976. 337 с.
2. Гамкрелидзе П.Д., Гамкрелидзе Н.П. Тектонические покровы южного склона Большого Кавказа // Тр. Геологического ин-та АН Груз.ССР. Новая серия, 1977. Вып. 57. 82 с.
3. Гуценко О.И., Мاستрюков А.О., Петров В.А. Структура поля современных напряжений сейсмоактивных областей земной коры восточной части Средиземноморского подвижного пояса // Докл. АН СССР. 1990. Т. 312. № 4. С. 830 - 835.
4. Дотдугев С.И. О покровном строении Большого Кавказа // Геотектоника. 1986. № 5. С. 94 - 106.
5. Копп М.Л. Мегаструктуры горизонтального выжмания в Альпийско-Гималайском орогенном поясе: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1991. 35 с.
6. Лутиц Б.Г. Формационные типы офиолитовых разрезов (интерпретация офиолитов как остатков океанической коры) // Геодинамические исследования. 1989. № 13. С. 69 - 93.
7. Пуцаровский Ю.М. Нелинейная геодинамика (кредо автора) // Геотектоника. 1993. № 1. С. 3 - 6.
8. Сборщиков И.М. Тектоника Афганистана и проблема структурной эволюции Альпийского пояса (Памиро-Восточно-Иракский отрезок) // Геотектоника. 1976. № 3. С. 58 - 73.
9. Шолло В.Н. Хаос и упорядоченность в структуре подвижных поясов // Геотектоника. 1993. № 4. С. 3 - 18.
10. Яковлев Ф.Л. Исследования кинематики линейной складчатости (на примере Юго-Западного Кавказа) // Геотектоника. 1987. № 4. С. 31 - 48.
11. Aobouin J., Debelmas J. L'Europe alpine: les chaines perimediterraneenes. Introduction // Mem. Bur. rech. geol. et minieres. 1980. № 115. P. 62 - 66.
12. Doblas M., Lopez Ruiz J., Hoyos M., Martin C., Cebria J.M. Late Cenozoic indentation escape tectonics in the Eastern Betic Cordiller and its consequences on the Iberian foreland // Estudios geol. 1991. V. 47. P. 193 - 205.
13. Le Pichon X., Angelier J. The Hellenic arc and trench system: a key to the neotectonic evolution of the Eastern Mediterranean // Tectonophysics. 1979. V. 60. P. 1 - 42.
14. McKenzie D. Active tectonics of the Alpino-Himalayan belt: the Aegean Sea and surrounding regions // Geophys. J. Roy. Astr. Soc. 1978. V. 55. P. 217 - 254.
15. Tapponnier P. Evolution tectonique du systeme Alpien Mediterranee: poinconnement et ecrasement rigideplastique // Bull. soc. Geol. Fr. 1977. V. 19. P. 437 - 460.

Рецензент: Ю.Г. Леонов

Сдано в набор 30.09.94 г.

Подписано к печати 29.11.94 г.

Формат бумаги 60 × 88¹/₈

Офсетная печать Усл. печ. л. 12.0

Усл. кр.-отт. 7.0 тыс.

Уч.-изд. л. 12.1

Бум. л. 6.0

Тираж 567 экз. Зак. 1954

МАИК "НАУКА"

"ИНТЕРПЕРИОДИКА"

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

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

Генетика
Геология рудных месторождений
Геотектоника*
Доклады РАН

Журнал аналитической химии
Журнал неорганической химии
Журнал физической химии
Защита металлов
Известия АН. Серия биологическая
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
Петрология
Письма в Астрономический журнал
Почвоведение*
Прикладная биохимия и микробиология
Стратиграфия. Геологическая
корреляция
Теоретические основы
химической технологии
Теплофизика высоких температур
Теплоэнергетика
Физика Земли*
Физика плазмы
Физиология растений
Химия высоких энергий
Электрохимия
Ядерная физика

Acoustical Physics
Solar System Research
Astronomy Reports
Russian Journal of Bioorganic Chemistry
Herald of the Russian Academy of Sciences
Water Resources

Polymer Science. Series A
Polymer Science. Series B
Russian Journal of Genetics
Geology of Ore Deposits

Doklady Biochemistry, Doklady Biological Sciences,
Doklady Biophysics, Doklady Botanical Sciences,
Doklady Chemical Technology, Doklady Chemistry,
Doklady Mathematics, Doklady Physical Chemistry,
Physics- Doklady
Journal of Analytical Chemistry
Russian Journal of Inorganic Chemistry
Russian Journal of Physical Chemistry
Protection of Metals
Biology Bulletin

Kinetics and Catalysis
Colloid Journal
Russian Journal of Coordination Chemistry
Cosmic Research
Crystallography Reports
Lithology and Mineral Resources
Microbiology
Russian Microelectronics
Inorganic Materials

Russian Journal of Developmental Biology
Optics and Spectroscopy
Petrology
Astronomy Letters

Applied Biochemistry and Microbiology

Stratigraphy and Geological Correlation
Theoretical Foundations of Chemical
Engineering
High Temperature
Thermal Engineering

Plasma Physics Reports
Russian Journal of Plant Physiology
High Energy Chemistry
Russian Journal of Electrochemistry
Physics of Atomic Nuclei
*Glass Physics and Chemistry***
*Laser Physics***
*Pattern Recognition and Image Analysis***
*Programming and Computer Software***
*Radiochemistry***
*Russian Journal of Ecology***
*Russian Journal of Marine Biology***
*Russian Journal of Organic Chemistry***
*Studies on Russian Economic Development***
*The Physics of Metals and Metallography***

* В 1995 г. журналы издаются МАИК "Наука" только на русском языке.

** В 1995 г. журналы издаются совместно МАИК "Наука" и "Интерпериодикой"
только на английском языке.